

ITAMAR ADILSON MOREIRA

**MODELAGEM HIDROLÓGICA CHUVA-VAZÃO COM DADOS DE
RADAR E PLUVIÔMETROS**

**Dissertação apresentada como
requisito parcial à obtenção do grau
de Mestre em Engenharia
Hidrológica, pelo Programa de Pós-
Graduação em Engenharia de
Recursos Hídricos e Ambiental,
Setor de Tecnologia, Universidade
Federal do Paraná.**

**Orientador: Prof^a. Dra Miriam Rita
Moro Mine - UFPR**

**Co-orientador: Prof. Ph.D. Augusto
José Pereira Filho - USP**

CURITIBA

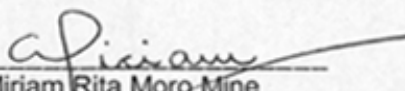
2005

TERMO DE APROVAÇÃO
ITAMAR ADILSON MOREIRA

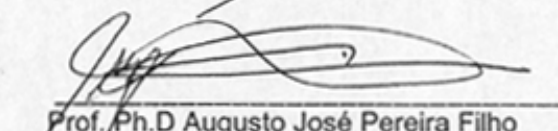
MODELAGEM HIDROLÓGICA CHUVA-VAZÃO COM DADOS DE RADAR E
PLUVIÔMETROS

Dissertação aprovada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre, pelo Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental do Setor de Tecnologia da Universidade Federal do Paraná, pela comissão formada pelos professores:

PRESIDENTE:




Prof. Dr. Miriam Rita Moro Mine
Universidade Federal do Paraná
Orientador

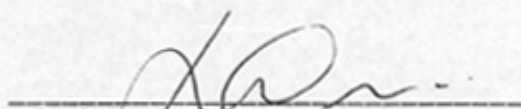


Prof. Ph.D Augusto José Pereira Filho
Universidade de São Paulo (IAG/USP)
Co-Orientador

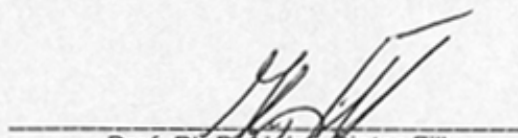
MEMBROS:



Prof. Dr. Alceu Gomes de Andrade-Filho
Universidade Estadual de Ponta Grossa



Prof. Mestre Laertes Munhoz da Cunha
Universidade Federal do Paraná



Prof. Ph.D. Heinz Dieter Fill
Universidade Federal do Paraná

Curitiba, 18 de setembro de 2005

Aos meus pais
Lenir e Antenor,
aos meus irmãos
e a minha esposa Viviane,
dedico.

AGRADECIMENTOS

A todos aqueles que contribuíram de alguma maneira para a realização deste trabalho, meus sinceros agradecimentos, especialmente:

à professora Miriam Rita Moro Mine e ao professor Augusto José Pereira Filho pela disponibilidade em repassar seus conhecimentos, pela orientação, apoio, amizade e ensinamentos úteis no desenvolvimento deste trabalho;

ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental e seus professores, pela oportunidade e as contribuições para o meu desenvolvimento profissional;

ao Instituto Tecnológico SIMEPAR, pelo incentivo, oportunidade, e apoio para o desenvolvimento deste trabalho;

ao amigo e colega de trabalho Leonardo Calvetti, pela amizade, incentivo e ajuda valiosíssima no desenvolvimento deste trabalho;

aos amigos e colegas de trabalho; Cesar Beneti, Cezar Duquia, Fernando Mendes, Lizandro Jacóbsen, Marcelo Brauer, Marco Jusevicius, Reinaldo Kneib, Samuel Braum, Sheila Paz, Tarcizio Valentin da Costa, Vilson Ferreira pelo companheirismo, amizade e pela motivação depositada;

ao pesquisador e colega João Caviglione, pela ajuda durante o desenvolvimento deste trabalho;

a minha esposa, pelo incentivo, carinho, amor, companheirismo, compreensão e constante apoio.

SUMÁRIO

LISTA DE TABELAS.....	vi
LISTA DE FIGURAS.....	vii
LISTA DE SIGLAS.....	ix
LISTA DE SÍMBOLOS.....	x
RESUMO.....	xiii
ABSTRACT.....	xiv
INTRODUÇÃO	1
1 MODELOS HIDROLÓGICOS	6
1.1 DEFINIÇÃO DOS MODELOS HIDROLÓGICOS	6
1.2 Classificação dos Modelos Hidrológicos	8
1.3 Calibração dos Modelos	10
2 SENSORIAMENTO REMOTO E APLICAÇÕES EM HIDROLOGIA	11
2.1 Radar Meteorológico.....	12
2.2 Aplicações do radar meteorológico em hidrologia	17
3 MODELO IPH II.....	24
3.1 DESCRIÇÃO DO MODELO IPH II.....	24
3.1.1 Algoritmo de Perdas por Evaporação e Intercepção	24
3.1.2 Algoritmo de Separação dos Escoamentos	25
3.1.3 Propagação Superficial e Subterrânea.....	30
4 MATERIAIS E MÉTODOS	36
4.1 ÁREA DE ESTUDO	36
4.2 DADOS UTILIZADOS.....	39
4.2.1 Redes Telemétricas da Região Metropolitana de Curitiba	39
4.2.2 Radar Meteorológico do SIMEPAR	40
4.3 INTEGRAÇÃO DAS MEDIÇÕES DE PRECIPITAÇÃO	44
4.3.1 Análise Objetiva Estatística	44
5 CALIBRAÇÃO DO MODELO IPH II	48
5.1 DADOS UTILIZADOS NA CALIBRAÇÃO DO MODELO IPH II	48
5.1.1 Dados Pluviométricos e Fluviométricos	49
5.1.2 Dados de Evapotranspiração	50
5.2 SELEÇÃO DOS EVENTOS E AJUSTE DOS PARÂMETROS	50
5.2.1 Calibração geral	55

6 SELEÇÃO DOS EVENTOS E INTEGRAÇÃO RADAR-PLUVIÔMETRO.....	57
6.1 DESCRIÇÃO DOS EVENTOS.....	57
6.2 SIMULAÇÃO DOS EVENTOS.....	67
CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	73
REFERÊNCIAS.....	76

LISTA DE TABELAS

TABELA 2.1 – ALGUMAS EQUAÇÕES ZR ENCONTRADAS NA LITERATURA.....	15
TABELA 3.1 – PARÂMETROS DO MODELO IPH II.....	34
TABELA 3.2 – VARIÁVEIS USADAS NO PROCESSO CHUVA-VAZÃO.....	35
TABELA 4.1 – ESTAÇÕES TELEMÉTRICAS DISPONÍVEIS NA REGIÃO METROPOLITANA DE CURITIBA	39
TABELA 4.2 – CARACTERÍSTICAS TÉCNICAS DO RADAR DWSR-93S/EDGE DO SIMEPAR	41
TABELA 5.1 – POSTOS PLUVIOMÉTRICOS UTILIZADOS PARA O CÁLCULO DA CHUVA MÉDIA NA BACIA	49
TABELA 5.2 – RESUMO DA CALIBRAÇÃO DO RIO BARIGÜI.....	52
TABELA 5.3 – RESULTADO DO CONJUNTO DE PARÂMETROS CONSIDERADO “IDEAL” PARA REPRESENTAR A VAZÃO DO RIO BARIGÜI.....	55
TABELA 6.1 – COEFICIENTE DE EFICIÊNCIA E RELAÇÃO ENTRE OS VOLUMES PARA OS EVENTOS ANALISADOS.....	72

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 2.1 – ESPECTRO ELETROMAGNÉTICO	12
FIGURA 3.1 – PERDAS POR EVAPORAÇÃO NO SOLO E INTERCEPÇÃO	25
FIGURA 3.2 – CONTINUIDADE NA CAMADA SUPERIOR DO SOLO	26
FIGURA 3.3 – REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DAS FUNÇÕES DO ALGORITMO DE INFILTRAÇÃO	27
FIGURA 3.4 - SITUAÇÕES CONTEMPLADAS NO ALGORITMO DE INFILTRAÇÃO	29
FIGURA 3.5 – ILUSTRAÇÃO DO MODELO CLARK	30
FIGURA 3.6 – FLUXOGRAMA DO MODELO IPH II	33
FIGURA 4.1 – LOCALIZAÇÃO DA BACIA DO BARIGÜI	36
FIGURA 4.2 – USO E OCUPAÇÃO DO SOLO DA BACIA DO BARIGÜI - 1999	37
FIGURA 4.3 – LOCALIZAÇÃO DO RADAR, DA BACIA DO RIO BARIGÜI E DAS ESTAÇÕES DA SUDERHSA E SIMEPAR	41
FIGURA 4.4 – FIGURA ILUSTRATIVA DA APLICAÇÃO DA ANOBES	46
FIGURA 5.1 – BACIA DO RIO BARIGÜI E A LOCALIZAÇÃO DAS ESTAÇÕES	48
FIGURA 5.2 – VAZÕES OBSERVADAS E CALCULADAS – 15 A 19/10/1999	54
FIGURA 5.3 – VAZÕES OBSERVADAS E CALCULADAS – 09 A 10/03/2001	54
FIGURA 5.4 – VAZÕES OBSERVADAS E CALCULADAS – 21 A 23/07/2001	55
FIGURA 6.1 – IMAGEM DO SATELITE GOES-8 19/10/01 - 15h09.....	58
FIGURA 6.2 – CAMPO DE PRECIPITAÇÃO ESTIMADA COM O RADAR METEOROLÓGICO DO SIMEPAR ENTRE 13 E 14 HORAS DO DIA 19 DE OUTUBRO DE 2001. A ESCALA DE CORES INDICA A PRECIPITAÇÃO ACUMULADA EM UMA HORA (mm).....	59
FIGURA 6.3 – IMAGEM DO SATELITE GOES-8 11/11/01 - 01h09.....	60
FIGURA 6.4 – CAMPO DE PRECIPITAÇÃO ESTIMADA COM O RADAR METEOROLÓGICO DO SIMEPAR ENTRE 01 E 02 HORAS DO DIA 11 DE NOVEMBRO DE 2001. A ESCALA DE CORES INDICA A PRECIPITAÇÃO ACUMULADA EM UMA HORA (mm).....	60
FIGURA 6.5 – IMAGEM DO SATELITE GOES-8 12/02/02 AS 22h09	61
FIGURA 6.6 – CAMPO DE PRECIPITAÇÃO ESTIMADA COM O RADAR METEOROLÓGICO DO SIMEPAR ENTRE 21 E 22 HORAS DO DIA 12 DE FEVEREIRO DE 2002. A ESCALA DE CORES INDICA A PRECIPITAÇÃO ACUMULADA EM UMA HORA (mm).....	62
FIGURA 6.7 – IMAGEM DO SATELITE GOES-8 09/03/02 AS 17h39	63
FIGURA 6.8 – CAMPO DE PRECIPITAÇÃO ESTIMADA COM O RADAR METEOROLÓGICO DO SIMEPAR ENTRE 18 E 19 HORAS DO DIA	

09 DE MARÇO DE 2002. A ESCALA DE CORES INDICA A PRECIPITAÇÃO ACUMULADA EM UMA HORA (mm).....	63
FIGURA 6.9 – IMAGEM DO SATELITE GOES-8 03/04/02 AS 15h09	64
FIGURA 6.10 - CAMPO DE PRECIPITAÇÃO ESTIMADA COM O RADAR METEOROLÓGICO DO SIMEPAR ENTRE 15 E 16 HORAS DO DIA 03 DE ABRIL DE 2002. A ESCALA DE CORES INDICA A PRECIPITAÇÃO ACUMULADA EM UMA HORA (mm).....	65
FIGURA 6.11 – CAMPO DE PRECIPITAÇÃO ACUMULADA COM O RADAR METEOROLÓGICO DO SIMEPARA ENTRE 03 E 04 HORAS DO DIA 11 DE NOVEMBRO DE 2001. A ESCALA DE CORES INDICA A PRECIPITAÇÃO ACUMULADA EM UMA HORA (mm).....	66
FIGURA 6.12 – CAMPO DE PRECIPITAÇÃO ESTIMADA COM O RADAR METEOROLÓGICO DO SIMEPAR ENTRE 15 E 16 HORAS DO DIA 03 DE ABRIL DE 2002. A ESCALA DE CORES INDICA A PRECIPITAÇÃO ACUMULADA EM UMA HORA (mm).....	67
FIGURA 6.13 – HIDROGRAMAS DE CHEIA DO RIO BARIGÜI OBSERVADO (AZUL) E SIMULADOS, COM A REDE DE PLUVIÔMETROS (VERMELHO), COM O RADAR (CINZA) E COM A ANÁLISE INTEGRADA DE PLUVIÔMETROS E RADAR (VERDE), PARA O EVENTO DE 19 DE OUTUBRO DE 2001	68
FIGURA 6.14 – HIDROGRAMAS DE CHEIA DO RIO BARIGÜI OBSERVADO (AZUL) E SIMULADOS, COM A REDE DE PLUVIÔMETROS (VERMELHO), COM O RADAR (CINZA) E COM A ANÁLISE INTEGRADA DE PLUVIÔMETROS E RADAR (VERDE), PARA O EVENTO DE 11 DE NOVEMBRO DE 2001	69
FIGURA 6.15 – HIDROGRAMAS DE CHEIA DO RIO BARIGÜI OBSERVADO (AZUL) E SIMULADOS, COM A REDE DE PLUVIÔMETROS (VERMELHO), COM O RADAR (CINZA) E COM A ANÁLISE INTEGRADA DE PLUVIÔMETROS E RADAR (VERDE), PARA O EVENTO DE 13 DE FEVEREIRO DE 2002.....	70
FIGURA 6.16 – HIDROGRAMAS DE CHEIA DO RIO BARIGÜI OBSERVADO (AZUL) E SIMULADOS, COM A REDE DE PLUVIÔMETROS (VERMELHO), COM O RADAR (CINZA) E COM A ANÁLISE INTEGRADA DE PLUVIÔMETROS E RADAR (VERDE), PARA O EVENTO DE 10 DE MARÇO DE 2002	71
FIGURA 6.17 – HIDROGRAMAS DE CHEIA DO RIO BARIGÜI OBSERVADO (AZUL) E SIMULADOS, COM A REDE DE PLUVIÔMETROS (VERMELHO), COM O RADAR (CINZA) E COM A ANÁLISE INTEGRADA DE PLUVIÔMETROS E RADAR (VERDE), PARA O EVENTO DE 03 DE ABRIL DE 2002	71

LISTA DE SIGLAS

CAPPI	– <i>Constant Altitude Plan Position Indicator</i>
EEC	– <i>Enterprise Electronic Corporation</i>
IAPAR	– Instituto Agrônômico do Paraná
IHDM	– <i>Institute of Hydrology Distributed Model</i>
IPH	– Instituto de Pesquisa Hidráulica
IPH II	– Modelo matemático precipitação vazão
NEXRAD	– <i>Next Generation Weather Radar</i>
NWS	– <i>National Weather Service</i>
PPI	– <i>Plan Position Indicator</i>
UFRGS	– Universidade Federal do Rio Grande do Sul
RMC	– Região Metropolitana de Curitiba
SMAP	– <i>Soil Moisture Accounting Procedure</i>
SHE	– <i>European Hydrological System</i>
SUDERHSA	– Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental
SWAT	– <i>Soil Water Assessment Tool</i>
SWM	– <i>Stanford Watershed Model</i>
SWRRB	– <i>Simulator for Water Resources in Rural Basins</i>
TOPMODEL	– <i>Topography based hydrological Model</i>
WMR	– <i>Weighted Multiple Regression</i>
WSR-57	– <i>Weather Surveillance Radar model 57</i>

LISTA DE SÍMBOLOS

η	– Coeficiente de eficiência de nash-sutcliffe
Δt	– Intervalo de tempo
ρ_{kl}	– Correlação entre o erro do valor inicial dos pluviômetros k e l
ρ_{ki}	– Correlação entre o erro do valor inicial do pluviômetro i e o ponto de grade k .
ε_k^2	– Erro observacional normalizado
A	– Área da bacia
A_c	– Área contribuinte acumulada expressa relativamente à área total
e	– Base dos logaritmos neperianos
E	– Evaporação
EP_t	– Evaporação potencial no tempo t
ES_t	– Evaporação do solo no tempo t
f_i	– Ordenada i do histograma tempo-área
h	– Parâmetro da equação de Horton
H	– Diferença de nível entre o ponto mais afastado e o considerado
HTA	– Hidrograma tempo área
I	– Capacidade de infiltração no tempo t
I_b	– Capacidade de infiltração mínima
I_o	– Capacidade de infiltração para $t = 0$
IMP	– Percentagem de área impermeável
k	– Parâmetro empírico relacionado ao tipo de solo
K'	– Parâmetro do reservatório
K_{sub}	– Constante de recessão do escoamento subterrâneo
K_{sup}	– Constante de recessão do escoamento superficial

L	– Extensão do talvegue
$P_a(x_i, y_i)$	– Precipitação analisada no ponto de grade i
$P_r(x_i, y_i)$	– Precipitação estimada pelo radar no ponto de grade i
$P_g(x_k, y_k)$	– Precipitação medida pelo pluviômetro no ponto k
$P_r(x_k, y_k)$	– Precipitação estimada pelo radar no pluviômetro no ponto k
P_t	– Precipitação efetiva
n	– Coeficiente que varia com a forma da bacia
N	– Número total de pluviômetros
$N(D)$	– Número de gotas com diâmetro D
P	– Precipitação
$q(t)$	– Ordenadas do hidrograma unitário instantâneo.
Q	– Vazão
\overline{Q}	– Vazão média
Q_c	– Vazão calculada
Q_o	– Vazão observada
Q_{sup}	– Vazão superficial
Q_{sub}	– Vazão subterrânea
Q_t	– Vazão total
R	– Taxa de precipitação
R	– Intercepção
RLS	– Reservatório Linear Simples
R_{max}	– Capacidade máxima do reservatório de intercepção
S	– Armazenamento de um reservatório fictício
S	– Declividade da Bacia
S_t	– Umidade do solo no tempo t

S_{max}	– Teor máximo de umidade do solo
S_o	– Estado de umidade do solo quando inicia a percolação
t	– Tempo
t_c	– Tempo de concentração
t_p	– Tempo de percurso
T	– Percolação
T'	– Tempo em unidades do tempo de concentração t_c
V_e	– Volume escoado superficialmente
V_i	– Volume infiltrado
V_p	– Volume percolado
V_t	– Velocidade terminal das gotas
V_o	– Volume observado
V_c	– Volume calculado
W_{ik}	– Peso <i>a posteriori</i> a ser determinado pela configuração de dados da rede

RESUMO

A principal informação de entrada para os modelos chuva-vazão é a precipitação; uma variável fundamental do ciclo hidrológico com características que dependem de seu tipo, distribuição espacial e temporal, intensidade e persistência. Medidas de precipitação têm erros inerentes, algumas vezes superiores a qualquer refinamento de metodologia que simule os processos físicos numa bacia. O principal objetivo deste trabalho é analisar o impacto de diferentes formas de medida da precipitação em saídas de modelos chuva-vazão. No presente estudo, são utilizadas medidas de pluviômetros, estimativas de precipitação por radar e a integração destas medidas através de um esquema de análise objetiva estatística (ANOBES). Este método leva em conta as propriedades estatísticas do campo de precipitação para combinar medidas de pluviômetros com estimativas de precipitação por radar, tal que o erro de análise seja minimizado. As simulações hidrológicas foram realizadas com o modelo IPH II para 3 conjuntos de dados de precipitação como entrada do modelo: 1) pluviômetros, 2) chuva de radar, 3) medida de precipitação combinada através da ANOBES. A área escolhida para a realização do estudo foi a bacia do rio Barigüi, na região metropolitana de Curitiba Paraná. Os resultados indicaram que as medidas de pluviômetros apresentam bons resultados para eventos de precipitação estratiforme. Por outro lado, simulações para eventos de precipitação com distribuição espacial irregular não apresentaram bom desempenho. Além disso, as simulações hidrológicas com precipitação estimada apenas pelo radar não apresentaram resultados satisfatórios, ora subestimando ou superestimando a vazão. Os melhores resultados foram produzidos com o campo de precipitação analisada com a ANOBES. Embora radares meteorológicos possam prover estimativas de precipitação com alta resolução espacial e temporal para modelos hidrológicos e outras aplicações de gerenciamento hídrico, eles precisam ser integrados com pluviômetros para melhorar a quantificação da precipitação.

Palavras-chave: modelo chuva-vazão; medida de precipitação; radar meteorológico.

ABSTRACT

The main input to any rainfall-runoff model is the precipitation; a fundamental variable of the hydrological cycle with characteristics depending on its type, spatial and time-space distribution, intensity and persistency. Rainfall measurements have inherent errors, sometimes greater than any sophisticated method can handle to simulate physical processes of a watershed. The main objective of this work is to analyze the impact of different rainfall data measurements on rainfall-runoff model outputs. In the present study, measurements of rain gauges, weather radar and the integration of both through a statistical objective analysis scheme (SOAS). This method considers the statistical properties of the rainfall field to combine rain gauge measurements with radar rainfall estimates minimizing the analyses error. Simulations were performed with the IPH II model for three rainfall data set inputs: (1) rain gauges; (2) radar estimates and (3) combination of both through the SOAS. The Barigüi river basin was selected for this study. It is located in the Metropolitan Area of Curitiba, Paraná, Brazil. Results indicated that rain gauge measurements yield good results for stratiform rainfall events. On the other hand, simulations for rainfall events with irregular spatial distribution did not perform well. Furthermore, all hydrological simulations with radar derived rainfall estimates did not yield satisfactory results, either underestimating or overestimating the runoff. The best results were produced with the rainfall distribution obtained by SOAS. Although weather radars can provide rainfall estimates with high spatial and temporal resolutions to input hydrological models and other applications in water resources management, they need to be integrated with rain gauge measurements to improve the quality of precipitation estimates.

Keywords: rainfall-runoff model, rainfall measurement, weather radar.

INTRODUÇÃO

A maior parte das substâncias da Terra, seja mineral ou organismo vivo, contém água; é por isso que a água ocupa um papel ímpar na história do nosso planeta. Nenhuma outra substância natural pode ser comparada em termos de sua influência no curso do mais elementar processo geológico.

A existência abundante de água nas três fases (sólida, líquida e gasosa) no meio ambiente define, possivelmente, a mais distinta característica da Terra, quando comparada com outros planetas do sistema solar.

No Brasil e no mundo, a questão do gerenciamento de recursos hídricos se tornou vital para o desenvolvimento sustentável. Com o aumento da população mundial, a demanda por produtos agrícolas e industriais aumentou e, conseqüentemente, a utilização da água em lavouras irrigadas, indústria e na geração de energia elétrica tornou-se bem maior.

Entendendo-se as leis gerais que governam a distribuição e circulação da água e coletando-se dados básicos para o balanço hídrico em bacias hidrográficas, em continentes e no planeta como um todo, pode-se mais adequadamente racionalizar e proteger os corpos hídricos da Terra. Historicamente, a existência e expansão de civilizações têm sido controladas pela disponibilidade de água.

De um modo geral a hidrologia estuda o movimento, a distribuição e armazenamento da água na terra. Mais restrito, o domínio da hidrologia está confinado ao sistema terrestre, mas inclui aspectos dos sistemas atmosférico e oceânico, que diretamente afetam o movimento da água no sistema terrestre. Por sua vez, a bacia hidrográfica, adotada como unidade de análise em hidrologia, apesar de suas variadas características topográficas, geológicas, climáticas e diversidade de sua utilização, representa um clássico exemplo de ecossistema, onde as relações entre o homem e a natureza merecem ser estudadas e entendidas. A ocupação não ordenada em regiões metropolitanas, por exemplo, acarreta inúmeras alterações ambientais que, em última análise, afetam milhares de habitantes. Dentre tais alterações, destaca-se a modificação do regime hídrico com conseqüente agravamento do problema de enchentes e estiagens.

Visando entender melhor, representar e simular o comportamento da bacia hidrográfica e prever condições diferentes da observada, a ciência desenvolveu uma ferramenta extremamente útil, o modelo hidrológico.

Um modelo matemático pode ser definido como a representação de um sistema físico por meio de equações, ou seja, a representação do comportamento de uma estrutura, esquema ou procedimento, real ou abstrato, que num dado intervalo de tempo interrelaciona-se com uma entrada, causa ou estímulo de energia ou informação, e uma saída, efeito ou resposta de energia ou informação (TUCCI, 1987).

Uma das principais informações utilizada na entrada de modelos chuva-vazão é a precipitação que, como parte fundamental do ciclo hidrológico, tem características próprias de ocorrência como localização, intensidade e persistência. As principais formas de precipitação são chuva, neve, granizo, orvalho e geada. Desconsiderando a neve, característica de região de altas latitudes e/ou altas altitudes, a chuva representa a principal forma de precipitação.

Assim como é importante conhecer a quantidade de chuva é também importante conhecer a sua intensidade. Chuvas de grandes intensidades (grandes volumes de água em curtos intervalos de tempo) provocam grandes escoamentos superficiais, mesmo em solos não saturados, já que, nesses casos, o volume de água que atinge a superfície do solo é superior à taxa de infiltração do mesmo.

Outro aspecto relacionado com a chuva é a estimativa de sua distribuição espacial. Convencionalmente, a estimativa da precipitação é feita por meio de medidas pontuais em determinado espaço de tempo e extrapolados e/ou interpolados para toda área de interesse, que supõe uma estimativa de precipitação para as áreas mais distantes dos postos sem informação sobre a quantidade de precipitação verdadeiramente ocorrida.

TUCCI (1998) indica que a distribuição temporal e espacial da precipitação pode incluir erros superiores a qualquer refinamento de metodologia que simule os processos físicos numa bacia hidrográfica. A chuva é caracteristicamente um fenômeno contínuo no espaço limitado, mas, no entanto, medidas pluviométricas são feitas apenas em alguns pontos do terreno. A interpolação e extrapolação dos dados observados para toda a área deve ser feita de maneira bastante criteriosa.

No Brasil, de forma geral, são notórios a pequena quantidade e relativa má distribuição dos postos pluviométricos. Neste contexto, surge a necessidade de metodologias que melhorem as estimativas da precipitação, notadamente por meio de técnicas de sensoriamento remoto.

Pluviôgrafos medem bem a intensidade e duração da chuva, mas não têm representatividade espacial, mesmo para uma rede densa de medição. O erro de representatividade espacial é mais significativo para chuva convectiva intensa, em geral associada com células da ordem de 10 km de diâmetro. Radares meteorológicos permitem uma boa amostragem espacial e temporal da estimativa da taxa de precipitação, mas com uma incerteza maior do que uma rede de pluviômetros, por causa das fontes de erro (CALVETTI *et al.*, 2003).

Assim, tanto as medições de chuva com a rede de pluviômetros quanto as estimativas de chuva com o radar meteorológico possuem erros. As fontes de erro de medição de chuva com o radar meteorológico estão associadas à calibração eletrônica do equipamento, à equação de transformação da refletividade efetiva em taxa de precipitação (ou relação ZR), ao efeito da curvatura da Terra, à zona de derretimento de cristais de gelo na nuvem, entre outras (GONÇALVES, 2005). Da mesma forma, as medidas de chuva por pluviômetros não possuem representatividade espacial e a ação do vento pode causar uma diminuição da coleta de gotas pelo pluviômetro, entre outras (BENETI *et al.*, 2002). Apesar dos erros de medição do radar e dos pluviômetros não serem conhecidos, as estimativas de chuva com o radar meteorológico e as medições de chuva com a rede de superfície podem ser combinadas para diminuir esses erros (PEREIRA FILHO e CRAWFORD, 1995).

Neste contexto, o objetivo deste trabalho consiste em testar a utilização de informações de chuva estimada a partir de dados de radar meteorológico integrados com dados de pluviômetros como entrada em um modelo de transformação chuva-vazão.

A bacia escolhida neste estudo foi a bacia do rio Barigüi localizada na Região Metropolitana de Curitiba com 279 km², onde percorre uma extensão aproximada de 60 km desde a sua nascente até a sua foz no rio Iguaçu, se estendendo no sentido geral norte sul nos municípios de Almirante Tamandaré, Curitiba e Araucária.

Para transformação chuva-vazão foi utilizado o modelo IPH II, desenvolvido pelo Instituto de Pesquisa Hidráulica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul TUCCI (1998), por ser um modelo simples, com poucos parâmetros e que apresenta bons resultados. Este modelo foi utilizado no “Projeto Barigüi”, desenvolvido pelo Departamento de Hidráulica e Saneamento da Universidade Federal do Paraná (UFPR), cujo objetivo foi estruturar uma metodologia de decisão de investimentos em despoluição hídrica e controle de cheias. No processo, a bacia do rio Barigüi está se consolidando como bacia-escola nas atividades de ensino e pesquisa desse Departamento da UFPR.

Primeiramente, neste trabalho, foi realizada a calibração do modelo IPH II, para cinco eventos, encontrando-se um conjunto de parâmetros que melhor representa cada evento. Em seguida buscou-se um conjunto “ideal”, que fosse capaz de representar os cinco eventos de forma satisfatória. Esse conjunto foi, então, utilizado nas simulações seguintes, com diferentes formas de estimativa de precipitação.

O segundo passo foi a integração dos dados de radar meteorológico e pluviômetros tentando melhorar a estimativa de precipitação na Região Metropolitana de Curitiba, em especial na bacia do rio Barigüi. Para essa integração foi utilizado o método de análise objetiva estatística (PEREIRA FILHO *et al.*, 1998).

A simulação com o modelo transformação chuva-vazão foi realizada para cada evento selecionado, em três situações distintas: 1) utilizando a chuva dos pluviômetros; 2) a chuva do radar; 3) a chuva do radar calibrada com os pluviômetros (chuva analisada). Os resultados obtidos em cada uma dessas situações foram confrontados entre si e com a vazão observada, visando uma análise comparativa.

Este trabalho está organizado em seis itens além desta Introdução e da Conclusão, da forma descrita a seguir.

No item 1 são apresentadas definições de modelos hidrológicos, suas classificações e formas de calibração.

No item 2 são abordados alguns conceitos sobre sensoriamento remoto, uma descrição sobre radar meteorológico que segue os conceitos do sensoriamento remoto, como também algumas possibilidades de erros nos dados de radar. Para finalizar um resumo de aplicações de dados de radar meteorológico em hidrologia.

A descrição do modelo de transformação chuva-vazão, o IPH II, é apresentada no item 3.

No item 4 são apresentados a área de estudo, os dados utilizados e também o procedimento para a integração dos dados de radar e pluviômetros.

A calibração do modelo IPH II, os dados utilizados, a seleção dos eventos, as simulações, e o conjunto de parâmetros adotado para o modelo na bacia em estudo são abordados no item 5.

No item 6 são escolhidos os eventos para a realização das simulações, a descrição dos mesmos, a aplicação da técnica de Análise Objetiva Estatística, realizada a simulação e a apresentado os resultados.

Na seqüência, apresentam-se as principais conclusões e recomendações. Ao final do trabalho estão listadas as referências citadas nesta dissertação.

1 MODELOS HIDROLÓGICOS

1.1 DEFINIÇÃO DOS MODELOS HIDROLÓGICOS

Nos últimos anos, os modelos matemáticos e físicos têm estado presentes no desenvolvimento de diversas áreas do conhecimento humano, científico e das ciências naturais, como na física, astronomia, biologia, agricultura e hidrologia.

A importância dos modelos reside, entre outros aspectos, no fato de poder obter relações de causa e efeito, sem que com isso se tenha efetivamente realizado alguma ação sobre o modelo físico real.

No âmbito da hidrologia, modelar deve ser entendido como a representação de um sistema (hidrológico), que busca representar no todo ou em partes o comportamento de um processo hidrológico ou conjunto de processos, em um dado instante ou intervalo de tempo.

Segundo MOTA (1999), o objetivo de um modelo hidrológico é determinar, com eficiência e precisão, os componentes do ciclo hidrológico em uma bacia hidrográfica, e estimar eficientemente o comportamento e a magnitude da água.

O Modelo hidrológico é uma das ferramentas que a ciência desenvolveu para melhor entender e representar o comportamento da bacia hidrográfica e prever condições diferentes das observadas.

Alguns modelos proporcionam uma forma indireta de simulação, envolvendo a representação de um protótipo do sistema através do uso de equações, incluindo expressões lógicas e relações entre variáveis e parâmetros.

Um modelo de simulação, de um modo geral, pode ser definido como a representação de um sistema através de equações matemáticas, ou seja, a representação do comportamento de uma estrutura, esquema ou procedimento, real ou abstrato, que num dado intervalo de tempo interrelaciona-se com uma entrada, causa ou estímulo de energia ou informação, e uma saída, efeito ou resposta de energia ou informação (TUCCI, 1998).

Com o desenvolvimento da tecnologia computacional, os modelos matemáticos hidrológicos têm tido sua utilização amplamente difundida, dado o desenvolvimento, disseminação e popularização das técnicas computacionais. No final da década de 50 e durante a década de 60 foram desenvolvidos os primeiros

modelos hidrológicos, com especial destaque para *Stanford Watershed Model-SWM* (CRAWFORD e LINSLEY, 1966).

Com o desenvolvimento de pesquisas visando um maior conhecimento do comportamento dos processos físicos na bacia hidrográfica e relacionados a questões ambientais, foram desenvolvidos modelos hidrológicos mais próximos da realidade física. Exemplos destes modelos físicos incluem: [(i) SHE (ABBOTT *et al.*, 1986, (ii) TOPMODEL (BEVEN, 1977; BEVEN e KIKBY, 1979),]. *apud* OLIVEIRA, 1999 e (iii) IDHM (BEVEN, *et al.*, 1987)

A maior vantagem que estes modelos apresentam em relação aos modelos anteriores, decorre da relação mais direta entre os parâmetros e as características fisiográficas da bacia, o que permite avaliar os efeitos hidrológicos decorrentes de mudanças climáticas e do uso do solo das bacias hidrográficas.

Alguns modelos hidrológicos têm buscado representar não apenas a quantidade de água, mas também a qualidade da água e a produção de sedimento nas bacias. Nesta categoria podem ser citados os modelos: (i) CREAMS (KNISEL, 1980) *apud* OLIVEIRA, (1999); (ii) SWRRB (WILLIAMS *et al.*, 1985; ARNOLD *et al.*, 1990) *apud* OLIVEIRA, (1999) e (iii) SWAT (KING *et al.*, 1996) *apud* OLIVEIRA, (1999).

Alguns modelos hidrológicos são denominados chuva-vazão, já que são muitas vezes aplicados com o objetivo de a partir de uma precipitação conhecida, simular a resposta da bacia em termos de vazão para uma determinada seção fluvial de interesse.

No contexto nacional os modelos IPH II - Instituto de Pesquisas Hidráulicas, (TUCCI *et al.*) e o SMAP - *Soil Moisture Accounting Procedure*, (LOPES *et al.*, 1981) são exemplos de modelos hidrológicos chuva-vazão conceituais que têm tido bastante divulgação.

A utilização de modelos matemáticos do tipo hidrológico é baseada em três condições fundamentais: (i) objetivos do estudo, (ii) dados disponíveis e (iii) metodologia proposta. O objetivo do estudo define o nível de precisão desejado para a representação dos fenômenos que ocorrem na bacia hidrográfica. Em contrapartida, esta precisão depende da quantidade e qualidade dos dados disponíveis para aferir a metodologia, assim o modelo hidrológico é escolhido de

acordo com o objetivo do estudo, que definirá o nível de precisão desejado, estando implícitas as questões relacionadas à disponibilidade dos dados (TUCCI, 1987).

Nesta dissertação é utilizado o modelo IPH II para simular o escoamento na bacia do rio Barigüi. O IPH II possui poucos parâmetros, e é baseado em métodos conhecidos e foi desenvolvido com o objetivo de permitir seu uso para projetos de engenharia em bacias rurais e urbanas. Este modelo é descrito no item 3.

1.2 CLASSIFICAÇÃO DOS MODELOS HIDROLÓGICOS

Discussões sobre aspectos relacionados à classificação de modelos podem ser encontrados em, VERTESSY *et al.* (1993) e TUCCI (1998).

Os modelos podem ser classificados sob diferentes aspectos. Comumente, os modelos são classificados, dentre outras formas, de acordo com o tipo de variáveis utilizadas na modelagem (estocásticos ou determinísticos), o tipo de relações entre essas variáveis (empíricos ou conceituais), a forma de representação dos dados (discretos ou contínuos), a existência ou não de relações espaciais (concentrado ou distribuídos), e a existência de dependência temporal (estacionários ou dinâmicos).

Um modelo é dito estocástico quando pelo menos uma das variáveis envolvidas tem comportamento aleatório. Caso os conceitos de probabilidade sejam negligenciados durante elaboração de um modelo, este será denominado determinístico. Note-se, no entanto, que uma variável de entrada pode ser aleatória mas o modelo ainda assim é determinístico quando cada valor de entrada produz um único valor de saída. Sistemas multivariados não-lineares podem levar a resultados caóticos que erroneamente são interpretados como variáveis aleatórias.

Os modelos podem ser empíricos, quando utilizam relações baseadas apenas em observações. Em geral, estes modelos são bastante simples e úteis no dia a dia. No entanto, são pouco robustos, uma vez que são específicos para aquela região para quais as relações foram estimadas. Além disso, os modelos empíricos não possibilitam fazer simulações de mudanças em condições para os quais o modelo não previu, tais como, chuvas extremamente altas, mudança de uso do solo, etc. Os modelos podem ser também baseados em processos (modelos conceituais) e, em geral, são mais complexos que os empíricos, uma vez que procuram

descrever todos os processos que envolvem determinado fenômeno estudado. Por exemplo, o cálculo da variação do nível do lençol freático é bastante complexo e tem a necessidade de envolver o uso de modelos detalhados e multivariados, que geralmente requerem um bom conjunto de informações e uma parametrização cuidadosa antes que eles possam ser executados. Apesar dos fenômenos naturais variarem continuamente no tempo, na maioria das vezes, estes fenômenos são representados por modelos discretos. A escolha do intervalo de tempo (passo) no qual o modelo será executado depende basicamente do fenômeno estudado, da disponibilidade de dados e da precisão desejada nos resultados. Em geral, quanto menor o intervalo de tempo maior será a precisão dos resultados, aumentando também o custo computacional para geração destes resultados.

Os modelos ainda podem ser classificados como concentrados ou distribuídos. Em modelos concentrados, considera-se que todas as variáveis de entrada e saída são representativas de toda área estudada. Por outro lado, os modelos distribuídos consideram a variabilidade espacial encontrada nas diversas variáveis do modelo. De maneira geral, alguma discretização do espaço é feita e conseqüentemente cada elemento pode ser tratado como um ponto que representa homogeneamente toda sua área. Modelos distribuídos mais realistas consideram também a existência de relação espacial entre elementos vizinhos.

Finalmente, os modelos podem ser estacionários, onde descrevem o fenômeno em determinado momento, os parâmetros não variam com o tempo. Já nos modelos dinâmicos os parâmetros podem variar no tempo, sendo, portanto as variáveis função do tempo.

Os modelos geralmente descrevem processos com diferentes níveis de detalhamento e diferentes escalas de tempo. Um modelo pode ser detalhado, apropriado a pequenos intervalos de tempo e espaço, ou ser mais simples e genérico, podendo simular o comportamento de regiões inteiras e/ou períodos de tempo mais longos (décadas, séculos). De fato, muitos modelos trabalham em diferentes escalas espaciais e temporais. Alguns processos podem ser simulados considerando-se intervalos de tempo bastante pequenos (minutos, horas e dias) e escalas espaciais muito detalhadas (estômato, folha, planta), mas os resultados serem gerados para intervalos de tempo maiores (dias, meses, estações, anos, décadas) e escalas espaciais menos detalhadas (dossel, comunidade, região). A

generalização espacial dos resultados pode ser conseguida através do uso de técnicas de geoprocessamento e com o uso de dados de sensoriamento remoto (STEYAERT, 1993; *apud* RENNÓ e SOARES, 2000).

Nesta dissertação o modelo utilizado foi o IPH II que se classifica como um modelo chuva-vazão, determinístico e semi-conceitual.

1.3 CALIBRAÇÃO DOS MODELOS

Uma das etapas a serem consideradas na aplicação dos modelos hidrológicos é a calibração, que visa a determinação dos valores dos parâmetros do modelo. Esta calibração pode se dar por tentativa e erro ou automática. Pelo método de tentativa e erro, o usuário testa diferentes conjuntos de parâmetros, prosseguindo nesta operação, até alcançar um vetor de parâmetros que, quando utilizado no modelo, possa tanto quanto possível representar a resposta natural da bacia àquela precipitação. Este método é susceptível à experiência do usuário, onde usuários mais experientes por uma correta interpretação dos parâmetros podem convergir para valores coerentes com a precisão almejada mais rapidamente.

No método automático a busca por um vetor adequado de parâmetros, através de métodos matemáticos de otimização, é feita pela minimização (ou maximização) de uma função objetivo que mede o desvio entre as séries de vazão observada e simulada. A função objetivo é a representação matemática desta diferença, e a calibração busca um vetor de parâmetros representativo, capaz de achar o ponto ótimo da função. A cada passo, o algoritmo calcula novo valor da função objetivo, compara com o último valor calculado e segue na direção do valor ótimo para a função objetivo, quando então se verifica a convergência e encerra-se o processo iterativo. O processo termina ao ser encontrado um ponto ótimo da função (TUCCI *et al.*, 1981; GERMANO *et al.*, 1998).

Nesta dissertação utilizou-se o método por tentativa e erro e posteriormente o método automático, para um refinamento final dos parâmetros.

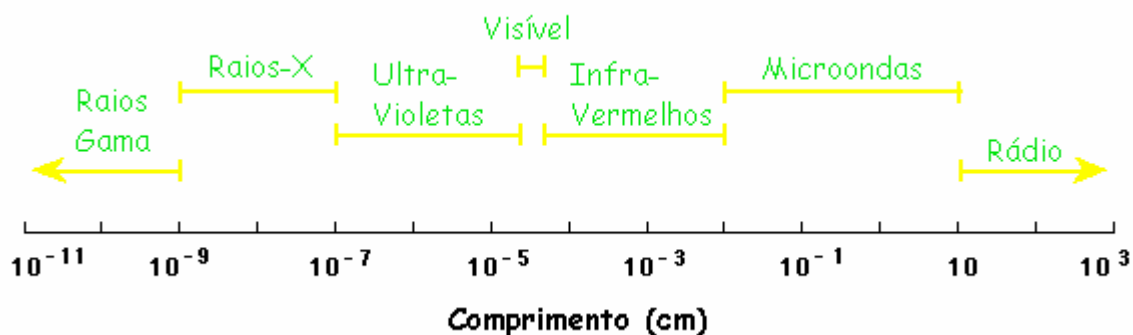
2 SENSORIAMENTO REMOTO E APLICAÇÕES EM HIDROLOGIA

As definições de sensoriamento remoto encontradas na literatura variam pouco. Para LILLESAND e KIEFER (1994) é “a ciência e a arte de obter informações sobre um objeto, área ou fenômeno através da análise de dados obtidos por um aparelho que não esteja em contato com o objeto, área ou fenômeno sob investigação”; e para NOVO (1992) é “a utilização de sensores para aquisição de informações sobre objetos ou fenômenos sem que haja contato direto entre eles”.

Segundo GUPTA (1991 *apud* LOU 2004), sensoriamento remoto significa a aquisição de dados de radiação eletromagnética, situada na faixa de comprimento de onda entre 0,4 μm e 30 cm, a partir de sensores colocados em torres, plataformas aéreas ou espaciais e interpretação das características dos objetos terrestres. O espectro eletromagnético é a ordenação das radiações eletromagnéticas de acordo com os comprimentos de onda ou frequências. O espectro é usualmente apresentado entre raios cósmicos e ondas de rádio, com as partes intermediárias constituindo os raios gama, raios X, ultravioleta, visível, infravermelho próximo, infravermelho intermediário, infravermelho afastado e microondas (figura 2.1). O espectro eletromagnético entre comprimentos de onda de 0,02 μm a 1 m pode ser dividido em duas partes principais: faixa ótica e faixa de microondas. A faixa ótica se refere àquela parte do espectro eletromagnético em que fenômenos óticos de absorção, reflexão e refração podem ser utilizados para análise da radiação. Essa faixa se estende dos raios X ($\lambda=0,02 \mu\text{m}$) passando pelo visível e incluindo o infravermelho afastado ($\lambda=1 \text{ mm}$). A região de microondas compreende a faixa de comprimentos de onda de 1 mm a 0,8 m.

No sensoriamento remoto, cada tipo de objeto reflete, absorve ou emite certa intensidade de energia eletromagnética, em diferentes faixas de comprimentos de ondas/frequências dependendo dos atributos físicos ou da composição do objeto em estudo (MOREIRA, 2001). Com a informação de uma ou mais faixas de comprimento de ondas, há possibilidade de diferenciar tipos de objetos e mapear a sua distribuição, seja no ar, solo ou na água.

FIGURA 2.1 – ESPECTRO ELETROMAGNÉTICO



O sensoriamento remoto em hidrologia é avaliado como uma abordagem viável para o estudo da variabilidade espacial de propriedades físicas da bacia hidrográfica, uma vez que os dados básicos são espaciais por natureza. Essa nova base de dados é um dos elementos essenciais no desenvolvimento de novos modelos hidrológicos distribuídos com base física.

Outra aplicação do sensoriamento remoto em hidrologia é a estimativa de precipitação por meio de radar meteorológico ou de imagens de satélite. Nesta dissertação foi utilizada a estimativa de precipitação por meio de radar meteorológico que segue os princípios do sensoriamento remoto, descritos a seguir.

2.1 RADAR METEOROLÓGICO

Radar é a abreviação para "**RA**dio **D**etection **A**nd **R**anging" e refere-se a técnica do uso ondas eletromagnéticas para detectar a presença e a distância de um objeto.

O radar é um dispositivo eletrônico que transmite um sinal eletromagnético, recebe de volta sinais refletidos por alvos e pode determinar vários aspectos dos mesmos, a partir das características dos sinais recebidos (RINEHART, 1994).

O radar meteorológico é um sensor ativo, isto é, gera radiação que é medida por retroespalhamento, e permite quantificar a chuva em grandes áreas em tempo real.

Atualmente, o radar vem sendo utilizado em diversas áreas, dentre elas pode-se destacar (NAKAYAMA, 1998):

- Aeronáutica – controle da aviação;

- Marinha – controle das navegações marítima e fluvial, controle da navegação para fins militares (mísseis);
- Agricultura – estudos dos processos produtivos na agricultura, estudos de variação espacial e temporal da umidade do solo;
- Hidrologia – previsão de vazões e alerta a inundações;
- Meteorologia – detecção da chuva, desenvolvimento de estudos sobre precipitação, climatologia urbana.

O radar é composto por quatro componentes básicos:

1. Transmissor onde o sinal de alta frequência é gerado;
2. Antena que envia e recebe os sinais;
3. Receptor que recebe, filtra e amplia o sinal de retorno;
4. Sistema de visualização que mostra na tela os alvos detectados.

O radar meteorológico é um sensor ativo que transmite pulsos de energia eletromagnética em intervalos de tempo regulares, concentrados em um feixe de pequena abertura através de uma antena rotativa. Os alvos iluminados pelo feixe do radar podem absorver parte desta energia e irradiá-la em diversas direções. A fração da energia que retorna ao Radar é medida pelo receptor e, conhecendo-se o intervalo de tempo entre a emissão e o retorno do eco, é possível determinar a distância do alvo (RINEHART, 1994).

O radar meteorológico permite a obtenção de medidas provenientes do retorno dos alvos em tempo real com alta resolução espacial. A potência de retorno está relacionada com o espectro de gotas no volume iluminado e é denominado de refletividade (RINEHART, 1994). A partir deste espectro, pode-se determinar a taxa de precipitação (mm h^{-1}), o conteúdo de água líquida (g m^{-2}) e fator de refletividade ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$).

Para se estabelecer uma relação entre medidas do radar meteorológico e as medidas de precipitação, é necessário ter conhecimento da distribuição do tamanho de gotas contidas no volume iluminado pelo radar (MARSHALL e PALMER, 1948). Um alvo meteorológico contendo um espectro de tamanho de gotas, distribuídas aleatoriamente dentro do volume iluminado pelo feixe do radar, produz uma refletividade (Z) dada por:

$$Z = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD = \sum D_i^6 \quad (2.1)$$

onde:

Z é a refletividade em $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$

$N(D)$ é o número de gotas com diâmetro D

A taxa de precipitação por unidade de tempo (R) é obtida da integração do espectro de gotas por unidade de área, por minuto de tempo dos volumes de cada gota (BATTAN, 1973), dada por:

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N(D) D^3 V_t(D) dD \quad (2.2)$$

onde:

V_t é velocidade terminal das gotas de diâmetro D .

Então, a partir do espectro de gotas e das suas respectivas velocidades terminais pode-se calcular a refletividade e a sua respectiva taxa de precipitação. MARSHALL e PALMER (1948) obtiveram uma relação de precipitação e a refletividade a partir do espectro de gotas em sistemas de precipitação, dada por:

$$Z = aR^b \quad (2.3)$$

onde:

Z é a refletividade ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$);

R é a taxa de precipitação (mm h^{-1});

a e b = constantes estimadas

Existem dois métodos para determinar os valores de a e b ; o meteorológico e o estatístico. No método meteorológico, a taxa de precipitação R e a refletividade do radar Z são determinadas diretamente pela distribuição do tamanho das gotas, conforme as equações 2.1 e 2.2 sendo os valores de a e b calculados de Z e R . A relação não é uniforme, pois depende do número de gotas com diâmetro D . A relação ZR de Marshall e Palmer (equação 2.3) foi obtida medindo-se a quantidade e o diâmetro das gotas, estimando-se a velocidade terminal (V_t) em função do diâmetro e ajustando-se uma função exponencial para a distribuição do tamanho de gotas.

O problema fundamental na estimativa de chuva com radar é determinar o espectro de gotas, pois espectros de gotas diferentes podem produzir a mesma

refletividade, porém taxas de precipitações diferentes (BATTAN, 1973). Para longos intervalos de integração, as diferenças entre estimativas de chuva acumulada obtidas com diferentes relações ZR é pequena devido à variação temporal do espectro de gotas.

Na literatura encontra-se, um grande número de relações ZR experimentais. Algumas dessas relações são apresentadas na tabela a seguir.

TABELA 2.1 – ALGUMAS EQUAÇÕES ZR ENCONTRADAS NA LITERATURA

$Z=a.R^b$	a	b	Validade
Marshall & Palmer (1948)	200	1,6	Precipitações homogêneas e eventos estratiformes
Jones (1956)	486	1,37	Precipitações convectivas
Sekhon & Srivastava (1970)	1.780	2,21	Neve

Fonte: SAUVAGEOT (1992)

A equação ZR mais comumente encontrada é a de MARSHALL e PALMER (1948), sendo igualmente conhecida por relação ZR padrão. Neste trabalho foi utilizada a relação de Marshall e Palmer, onde $a = 200$ e $b = 1,6$.

Para a maior parte dos estudos hidrometeorológicos, faz-se necessário obter mapas horizontais de precipitação, que representem os valores de refletividade de radar ou intensidade de chuva média em um determinado elemento de área (píxel). Em geral, os píxeis utilizados são quadrados (por exemplo, 1km de lado), os quais fazem parte de um sistema de malha cartesiano.

Um radar está calibrado do ponto de vista meteorológico, se existe uma relação ZR que permite avaliar, com certo grau de precisão, a chuva média que precipita sobre determinada área da bacia hidrográfica. A calibração meteorológica de um radar é uma tarefa árdua. Um dos procedimentos usuais é o de ajustar uma relação ZR por meio de informações de uma rede de postos pluviométricos dispostos sobre a bacia. Por melhor que seja a relação determinada com base em um posto pluviométrico, à medida que se caminha no sentido do afastamento deste posto, a precisão da relação ZR diminui. Baseado nesse fato, estudos foram realizados no intuito de quantificar tal decréscimo na precisão da relação ZR com a distância ao posto (LOU, 2004).

Verifica-se que será tão mais representativa a relação ZR em relação à chuva que cai sobre uma bacia quanto mais postos essa possuir, isto é, quanto mais densa for a rede de postos pluviométricos. Além desses fatores, à medida que o local de interesse se afasta do radar, diminui a qualidade das informações para obtenção da chuva, por meio do fator de refletividade. Atualmente, se utiliza coeficientes de correção nas relações ZR, para minimizar essas distorções devido a distância alvo-radar.

Finalmente, há eventos meteorológicos que podem resultar em informações incorretas, por exemplo:

- a) tempestades com grande variabilidade em seu perfil vertical de hidrometeoros, pode resultar em estimativas ruins de precipitação, por exemplo a presença de granizo;
- b) ocorrência de precipitação ao longo do feixe e sobre o radar, pode causar à atenuação do sinal;
- c) precipitação a baixas altitudes, tais como nevoeiros e nuvens estratiformes que podem estar abaixo do feixe de radar;
- d) propagação anômala, esse é o efeito causado quando o feixe intercepta uma camada de ar perto da superfície do solo e esta possui um alto índice de refração; como resultado, o feixe pode ser desviado e, até mesmo, interceptar o solo;
- e) correntes ascendentes e descendentes dentro das nuvens de tempestade. BATTAN (1973) mostrou que a presença de uma corrente ascendente (descendente) poderia diminuir (aumentar) a velocidade de queda das gotas em relação à superfície horizontal fixa, com isso, o valor de Z para obter R estaria menor (maior) para a mesma taxa de precipitação, se o ar estivesse calmo.
- f) presença de ventos laterais pode fazer com que uma chuva medida pelo radar ocorra no local diferente do indicado por este; mais significativa quanto mais baixa for a velocidade de queda das gotas em relação a velocidade do vento.
- g) discrepâncias resultantes da amostragem que resulta da diferença no modo de amostragem de cada equipamento. O radar amostra, quase que instantaneamente, o volume da atmosfera que é projetado em superfície em uma área de vários quilômetros quadrados. Já, o pluviômetro acumula constantemente a chuva que cai em uma área, muito menor que um quilômetro

quadrado. Em um determinado instante, a intensidade da chuva varia significativamente em distâncias menores que um quilômetro, enquanto que em um ponto, a intensidade pode variar em intervalos de tempo menores que um minuto. Por isso, a chuva registrada pelo pluviômetro não pode ser representativa da área total abaixo do volume amostrado pelo radar. Similarmente, a taxa de chuva observada instantaneamente pelo radar em uma quadrícula não pode ser representativa das intensidades durante intervalos entre observações.

2.2 APLICAÇÕES DO RADAR METEOROLÓGICO EM HIDROLOGIA

O radar meteorológico não mede diretamente a precipitação. Entretanto, já há algum tempo, técnicas de calibração vêm sendo desenvolvidas para possibilitar sua utilização em meteorologia e hidrologia, pois, devido a sua abrangência espacial e temporal, tornou-se um instrumento importante para o monitoramento das intensidades e estruturas das precipitações.

Em seu trabalho FLANDERS (1969) *apud* GONÇALVES (2005), relata que o uso de radar meteorológico no Estados Unidos se iniciou por volta de 1946, mas que só se tornou operacional em 1959, com o desenvolvimento do modelo WSR-57 “*Weather Surveillance Radar model 57*”. Ainda neste trabalho o autor salienta a colaboração do radar meteorológico na previsão de inundações, complementando os dados de chuva dos postos, principalmente nos casos de chuva convectiva, onde ocorre uma grande variação espacial da precipitação.

Na Inglaterra, o desenvolvimento dos primeiros radares meteorológicos ocorreu na década de 50, com o “Radar de Alerta de Tempestade”, um radar de banda-X (COLLINGE e KIRBY, 1987). As instalações destes equipamentos foram realizadas nas principais rotas aéreas internacionais, a partir do início dos vôos comerciais, onde detectavam desde tempestades até chuvas leves, mas com restrições em seu alcance, cobrindo apenas pequenas áreas.

WILSON (1970) e BRANDES (1975) foram entre os primeiros a compararem os dados de chuva acumulada pelo radar com os dados dos pluviômetros. WILSON (1970) demonstrou que a chuva estimada pelo radar, quando calibrada por uma rede de pluviômetros com densidade de um posto a cada 3400 km², era mais representativa, do que a estimativa feita por uma rede de postos, com densidade de

um a cada 860 km². Nesse estudo gerava-se um único fator de calibração para a chuva do radar em toda a área. BRANDES (1975) mostrou que a estimativa de chuva com radar poderia ser aperfeiçoada gerando uma matriz de fator de calibração, ou seja, um fator de correção para cada quadrícula, que melhor representaria a variação espacial da chuva. Brandes concluiu que o dado de radar, associado às observações dos pluviômetros, aumentou a variância explicada da chuva, mesmo quando foi utilizado um único posto.

COLLIER (1986) fez uma análise da chuva horária acumulada em uma rede telemétrica e calibrou os dados de radar por essa rede, para a aplicação em um sistema de previsão de inundação. Para calibrar o radar, foi utilizado um fator de correção baseado na proporção entre R (chuva do radar) e G (chuva do posto). O estudo concluiu que, para se obter uma boa precisão na medida da chuva pontual, é necessário uma rede muito densa de postos pluviométricos. Entretanto, se existir uma rede com poucos postos, calibrando os dados de radar meteorológico, é possível obter uma precisão semelhante ou superior.

HITCH e HEMS (1988) fizeram uma comparação entre a chuva diária medida pelo radar e a chuva observada por postos pluviométricos. Utilizaram um fator de correção baseado na proporção entre G (chuva do posto) e R (chuva do radar), com uma resolução de 5 x 5 km. Eles concluíram que, para uma distância de até 130 km do radar, a chuva diária acumulada era de 1,5 a 2 vezes maior que a chuva observada nos postos. Entretanto, para distância acima de 130 km, o radar passava a subestimar crescentemente a chuva medida pelo postos, desaconselhando a correção da chuva do radar por um único fator de calibração.

CREUTIN *et al.* (1988) fizeram uma aproximação geoestatística chamada de “método simplificado de cokrieging” onde utilizaram 11 eventos diários de chuva. Eles concluíram que apesar das severas limitações (ecos de terreno), o método apresentou uma melhora na performance do dado do radar e superou o método clássico de calibração uniforme, com um único fator de correção para toda a área do radar.

MIMIKOU e BALTAS (1996) *apud* GONÇALVES (2005) mostraram que os dados de radar meteorológico junto com os dados dos pluviômetros são informações eficazes para previsão de inundações. A ascensão e o pico dos hidrogramas calculados, utilizando a calibração dos dados de radar junto com a rede de

superfície, foram mais precisos do que os hidrogramas calculados apenas com os dados dos pluviômetros.

HIPÓLITO *et al.* (1995) apresentaram o “Sistema de Alerta a Inundação” em tempo real, para a bacia do rio Alenquer, em Lisboa, onde utilizaram, para a previsão de cheias, dados observados e previstos pelo radar meteorológico calibrados pela rede telemétrica, acoplado a um modelo hidrológico de transformação chuva-vazão. Para a calibração da chuva do radar foi empregado um estimador linear, denominado filtro de Kalman, baseado nas medidas do presente e do passado, que procura eliminar erros aleatórios. O modelo de previsão de chuva do radar é baseado em uma técnica de extrapolação linear que compara duas imagens e estima o vetor deslocamento da chuva. Concluíram que apesar da necessidade de melhorias no algoritmo de previsão, os resultados obtidos foram bastante satisfatórios, o que permitiu a implantação em Portugal da primeira versão operacional do sistema de alerta à inundação baseado nas informações do radar meteorológico.

HUNTER (1996) concluiu que, em muitos eventos, os ajustes na taxa de precipitação do radar, utilizando uma rede de 50 postos pluviométricos junto com o filtro de Kalman, ainda produziam valores questionáveis. Entretanto, testes preliminares mostraram melhorias na estimativa da chuva mesmo quando poucos postos foram utilizados. Para a aplicação dessa correção, também é necessário um estudo local sobre os efeitos desse ajuste em diferentes condições meteorológicas.

STELLMAN *et al.* (1999) aplicaram um modelo hidrológico semidistribuído para o Rio Flint, Geórgia (EUA), com 6 horas de chuva acumulada, empregando os dados de radar e pluviômetros. Foram simulados os hidrogramas de cheia para dois casos: um para a área total da bacia e outro com a bacia dividida em seis sub-bacias. Concluíram que os dados de radar não podem ser utilizados sem calibração pois, nos eventos analisados, o radar subestimou a chuva, gerando uma vazão muito abaixo da observada.

TILFORD *et al.* (1999) utilizaram dados de radar de alta resolução em modelos de rede de fluxo para sistemas de drenagem urbana no noroeste da Inglaterra. Foi possível perceber que a alta resolução espacial e temporal dos dados de radar, acoplados a um modelo de previsão de chuva, trouxeram grandes

benefícios para o gerenciamento, operação e controle dos complexos sistemas de drenagem urbana da região.

BEDIENT *et al.* (2000) estudaram o comportamento da chuva do radar calibrada pelo programa NEXRAD, aplicada a um modelo hidrológico global. Eles analisaram três eventos de chuva e aplicaram uma relação ZR desenvolvida para tempestades tropicais, em vez da relação ZR padrão do NWS. Ao final, compararam o resultado do modelo hidrológico utilizando uma rede de postos telemétricos. Para os casos analisados, concluíram que é recomendável usar os dados de radar como uma ferramenta de previsão à inundação. Nos três eventos, a chuva estimada pelo radar produziu uma vazão máxima e um tempo de pico mais próximos dos valores observados do que o hidrograma gerado utilizando apenas a chuva dos postos.

MOSZKOWICZ (2001) propôs uma técnica de ajuste da chuva do radar com base nas informações obtidas pelos pluviômetros, denominada aproximação Bayesiana. Essa técnica utiliza todas as informações disponíveis (*a priori*), para obter a probabilidade *a posteriori* de diferentes intervalos de chuva. Foram utilizados os dados do verão de 2000, separados em dois casos: 1) quando a altura da medida do radar (H) e o volume da chuva do radar (S) apresentavam valores baixos e 2) quando, H e S apresentavam valores altos. Conclui-se que essa técnica permitiu reduzir a diferença entre os dados de radar meteorológico e do pluviômetro em aproximadamente 15% nos dois casos.

HOBLIT *et al.* (2002) fizeram um estudo, comparando a chuva acumulada pela tempestade tropical Allison, ocorrida entre os dias 4 e 12 de junho de 2001, abrangendo uma área maior que 960 km². Essa tempestade provocou inundações sem precedentes, registrando mais de 750 mm de chuva sobre a região metropolitana de Houston (EUA) e um prejuízo acima dos 5 bilhões de dólares, o maior da história nos Estados Unidos. Eles utilizaram uma rede de 156 postos pluviográficos e a chuva observada pelo radar calibrada pelo método de Brandes. Nessa tempestade, a maior chuva registrada por um pluviômetro foi de, aproximadamente, 980 mm, durante oito dias. A chuva obtida pelo radar, já calibrada na quadrícula desse posto foi de, aproximadamente, 890 mm para o mesmo período. Entretanto, essa não foi a quadrícula que registrou a maior chuva acumulada, e sim uma quadrícula vizinha, 904 mm. Concluíram que, nessa tempestade, houve uma

forte correlação espacial e temporal entre a chuva do radar e dos postos, devido à calibração pelo método de Brandes.

GABELLA *et al.* (2002) propuseram um método de calibração da chuva do radar, para terrenos montanhosos, denominado “*Weighted Multiple Regression*” (WMR). Esse método leva em conta quatro coeficientes que estão associados com: 1) abertura do feixe do radar, 2) homogeneidade do feixe, 3) visibilidade, isto é, a menor altura que o radar enxerga um alvo hidrometeorológico em função da distância e 4) a orografia. Um fator de correção foi calculado para cada quadrícula. Eles compararam o desempenho desse modelo, com o modelo de proporção entre G (chuva do posto) e R (chuva do radar), que calcula um único fator de correção para toda a área do radar. Nos três eventos estudados, os melhores resultados foram obtidos com o emprego do método WMR.

BERENGUER (2003) comparou a performance de um modelo chuva-vazão utilizando a chuva prevista pelo radar. Para a previsão foram utilizados dois modelos: o SPROG, modelo de extrapolação para 11 x 11 quadrículas, e um modelo de advecção simples. Concluiu-se que a estimativa do campo de precipitação gerado pelo SPROG apresentou melhores resultados que a técnica de advecção simples, mas, por outro lado, quando se comparou os resultados obtidos pelo modelo chuva-vazão, não houve uma diferença significativa no hidrograma previsto.

CHUMCHEAN *et al.* (2004) propuseram um procedimento de correção automática, em tempo-real, da chuva horária acumulada pelo radar, calibrada por uma rede de postos. Compararam a calibração utilizando dois métodos: o filtro de Kalman e um fator de correção baseado na proporção entre G (chuva do posto) e R (chuva do radar). Por último, eles analisaram para cada método qual seria o número de postos pluviométricos necessários para a calibração. Concluíram que o filtro de Kalman apresentou melhores resultados, do que a calibração feita por G/R, e que esse método poderia ser utilizado com uma quantidade reduzida de postos.

NEARY *et al.* (2004) investigaram a possibilidade da chuva do radar melhorar o desempenho de um modelo hidrológico global em duas sub-bacias do rio *Cumberland*, no *Middle Tennessee (EUA)*. Compararam os resultados obtidos pelo modelo com a chuva do radar calibrada por 20 postos, aplicando o programa desenvolvido pela NEXRAD e depois utilizando os dados observados dos postos. Notaram, ao final desse estudo, que o dado do radar, mesmo calibrado, apresentava

um erro sistemático e sempre subestimava a chuva registrada no posto, principalmente nos casos de precipitação menos intensa. Concluíram pela importância da remoção desse erro sistemático antes da aplicação da chuva do radar no modelo hidrológico. Entretanto, criticaram a falta de acesso aos dados dos postos utilizados para a calibração, pelo programa desenvolvido pela NEXRAD.

No Brasil, CALHEIROS e ANTONIO (1979) foram os primeiros a quantificar a chuva do radar e compará-la com uma rede de postos pluviométricos utilizando dados do radar de Bauru.

PEREIRA FILHO (1989) utilizou dados do radar meteorológico de São Paulo para simular vazões na bacia do rio Tamanduateí e para a previsão de vazão com dados previstos de chuva obtidos de uma técnica de extrapolação. Os resultados demonstraram uma melhora sensível do desempenho do modelo hidrológico auto-regressivo em ambientes urbanos.

LISBOA (1986) fez uma análise sobre a movimentação da chuva sobre a bacia do rio Tamanduateí, e sua influência no hidrograma de cheia. Foi considerado um caso hipotético, onde a chuva observada pelo radar de Bauru foi transposta sobre a bacia do rio Tamanduateí. Ele demonstrou que a mudança do sentido do deslocamento da tormenta provoca variação no hidrograma de cheia.

SANTOS E PEREIRA FILHO (2000) utilizaram dados do radar meteorológico de São Paulo para simular vazões na bacia do rio Tamanduateí por meio de uma Rede Neural Artificial, com resultados superiores aos de um modelo auto regressivo e com a vantagem de se trabalhar diretamente com o nível do rio ao invés da vazão estimada por meio da curva chave.

GONÇALVES *et al.* (2004) apresentaram um estudo preliminar da utilização de dados de radar para determinar a chuva média em uma bacia hidrográfica e utilizar a informação para estimar a afluência gerada através da implementação do modelo hidrológico TOPMODEL. Foram comparadas as vazões obtidas por simulações forçadas por chuva obtida por pluviômetros e estimadas por radar. Os resultados destas simulações mostraram que as vazões foram subestimadas quando o modelo hidrológico foi forçado pelos dados de radar. O motivo da subestimativa pode ser explicado pela ocorrência de chuva estratiforme proveniente de nuvens baixas e locais de difícil detecção pelo radar. Por outro lado em eventos de precipitação convectiva as estimativas por radar mostraram melhor eficiência na

detecção da precipitação, o que mostra que a integração de dados de radar em sistemas de previsão de vazões extremas pode melhorar significativamente a qualidade destas previsões.

CALVETTI *et al.* (2003) apresentaram um estudo de caso, para a região metropolitana de Curitiba, utilizando um modelo de calibração da chuva do radar com uma rede de 25 postos pluviométricos. Eles aplicaram um método denominado Análise Objetiva Estatística, que considera estatisticamente a influência da distância dos pluviômetros para cada quadrícula do radar. Concluíram que o campo de precipitação analisado e a precipitação medida pelos pluviômetros da rede de estações telemétricas da região metropolitana de Curitiba são coerentes. Relatam também que as correções são restritas às áreas ao redor dos pluviômetros, por isso, para melhorar as estimativas do campo de precipitação deve se ampliar as medições com a rede de pluviômetros.

GONÇALVES (2005) estudou a calibração do radar meteorológico através de uma rede de pluviógrafos para a quantificação da chuva do radar em superfície e a sua aplicação em um modelo hidrológico, sendo a área de aplicação do estudo a bacia do rio Cabuçu de Baixo (Região Metropolitana de São Paulo). Para melhorar a estimativa de precipitação por radar, foi realizada a calibração dos dados de radar através de uma rede de pluviômetros utilizando para esta calibração a técnica de Brandes, onde nesta técnica os dados de radar são calibrados com as observações dos pluviômetros para determinar um fator de multiplicação para cada quadrícula do radar, estes fatores são calculados para adequar a precipitação observada pelo radar meteorológico com a chuva medida nos postos pluviométricos (BRANDES, 1975). Os resultados do modelo mais próximos da realidade foram encontrados após os dados de radar terem sido calibrados.

3 MODELO IPH II

3.1 DESCRIÇÃO DO MODELO IPH II

A previsão de vazões na bacia do rio Barigüi, local de estudo deste trabalho foi realizada com o uso de um modelo de transformação chuva-vazão, o IPH II. Este modelo foi desenvolvido pelo IPH/UFRGS (Instituto de Pesquisa Hidráulica/Universidade Federal do Rio Grande do Sul), no final a década de 70. O modelo IPH II faz parte de uma família de modelos desenvolvidos pelo IPH, sendo um modelo determinístico - conceitual, para simulação chuva-vazão. O IPH II tem como uma de suas características, ser um modelo simples, com a manipulação de um número mínimo de parâmetros, e baseado em metodologias bem difundidas.

O modelo é composto pelos seguintes algoritmos: i) Perdas por evaporação e interceptação, ii) Separação de escoamento, iii) Propagação dos escoamentos superficiais e subterrâneos e iv) otimização dos parâmetros (quando for de interesse do usuário) TUCCI (1987).

3.1.1 Algoritmo de Perdas por Evaporação e Interceptação

A evaporação potencial é retirada da precipitação quando for inferior a esta, e em caso contrário, a evaporação potencial não satisfeita é atendida pelo reservatório de interceptação (cobertura vegetal e depressões). Quando este último reservatório está totalmente esgotado, o déficit de evaporação potencial passa a ser atendido pela água contida no solo, através da relação linear conforme equação 3.1 e figura 3.1 (a).

$$ES_t = \frac{EP_t S_t}{S_{max}} \quad (3.1)$$

onde:

ES_t - evaporação do solo no tempo t ;

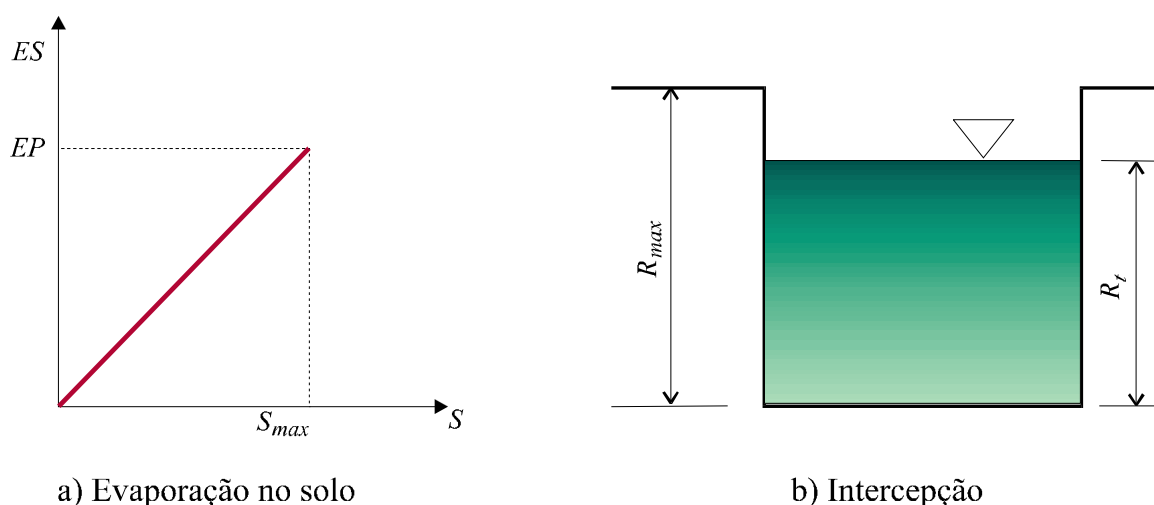
EP_t - evaporação potencial no tempo t ;

S_t - umidade do solo no tempo t ;

S_{max} - teor máximo de umidade do solo.

Quando a precipitação é maior que a evaporação potencial, a diferença é retida por interceptação até que sua capacidade máxima R_{max} seja satisfeita (figura 3.1 (b)). A precipitação restante é finalmente utilizada no algoritmo de infiltração para o cálculo dos volumes superficial e percolado. Uma parte da precipitação resultante, devido às áreas impermeáveis, é escoada apenas superficialmente, sem passar pelo algoritmo de infiltração. O parâmetro utilizado para definir a porcentagem de área impermeável na bacia é representado por IMP .

FIGURA 3.1 – PERDAS POR EVAPORAÇÃO NO SOLO E INTERCEPÇÃO



Fonte: MINE (1998)

3.1.2 Algoritmo de Separação dos Escoamentos

A equação de Horton para determinação da capacidade de infiltração é dada pela equação 3.2.

$$I = I_b + (I_o - I_b)h^t \quad (3.2)$$

onde:

$$h = e^{-k}$$

I - capacidade de infiltração no tempo t ;

I_b - capacidade de infiltração mínima;

I_o - capacidade de infiltração para $t = 0$;

k - parâmetro empírico relacionado ao tipo de solo;

e - base dos logaritmos neperianos.

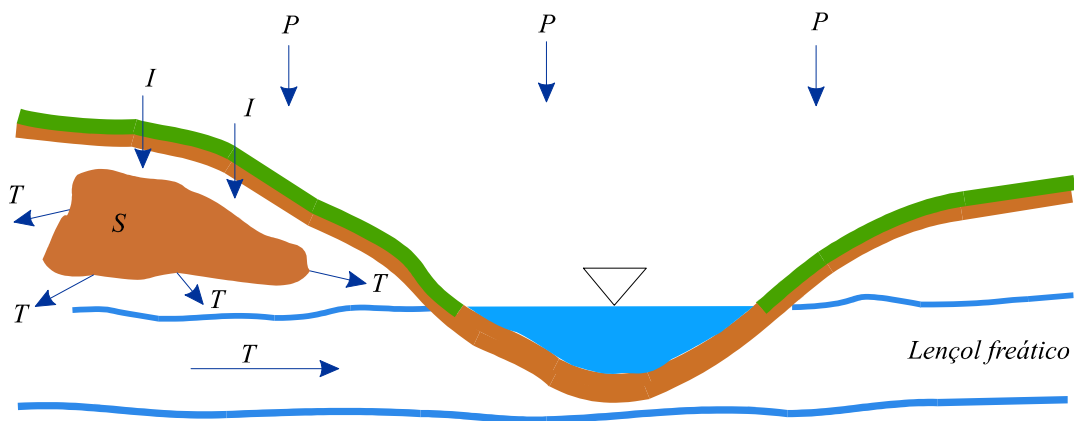
A percolação da camada superior do solo é definida pela equação 3.3.

$$T = I_b(1 - h^t) \quad (3.3)$$

A equação da continuidade aplicada à zona superior do solo, conforme figura 3.2, é expressa pela equação 3.4.

$$\frac{dS}{dt} = I - T \quad (3.4)$$

FIGURA 3.2 – CONTINUIDADE NA CAMADA SUPERIOR DO SOLO



Fonte: MINE (1998)

Substituindo as equações 3.2 e 3.3 na equação 3.4 e integrando, resulta na equação 3.5.

$$S = S_o + \frac{I_o}{\ln h} (h^t - 1) \quad (3.5)$$

onde:

S_o - estado de umidade do solo quando inicia a percolação;

I_o - capacidade de infiltração correspondente.

Isolando o termo h^t nas equações 3.2 e 3.3 e substituindo na equação 3.5, resultam as equações 3.6 e 3.7 para $S_o = 0$. O algoritmo de infiltração está representado esquematicamente na figura 3.3.

$$S = a_i + b_i I \quad (3.6)$$

$$S = a_t + b_t T \quad (3.7)$$

onde:

T - percolação

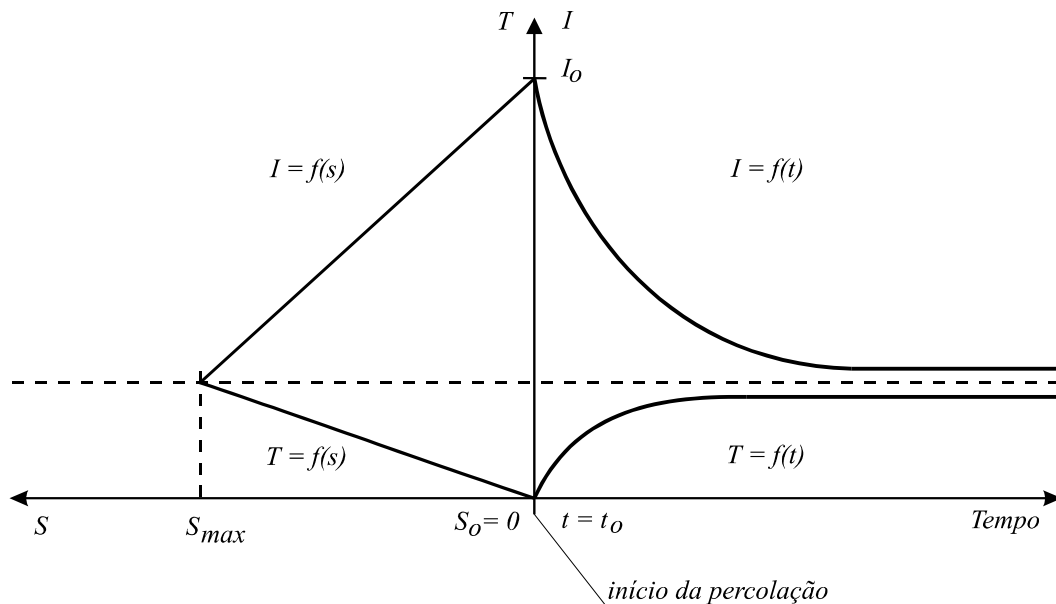
$$a_i = \frac{-I_0^2}{\ln h(I_0 - I_b)}$$

$$b_i = \frac{I_0}{\ln h(I_0 - I_b)}$$

$$a_t = 0$$

$$b_t = \frac{-I_0}{\ln h I_b}$$

FIGURA 3.3 – REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DAS FUNÇÕES DO ALGORITMO DE INFILTRAÇÃO



Fonte: MINE (1998)

Duas situações podem ocorrer no cálculo dos volumes superficial e percolado, sendo que uma delas compreende duas alternativas. A precipitação utilizada em todos os cálculos é a que resulta da aplicação do algoritmo de perdas.

- a) A precipitação é maior do que a capacidade de infiltração I_i , conforme esquematizado na figura 3.4 (a). I_{i+1} , S_{i+1} e T_{i+1} são calculados pelas equações 3.2, 3.6 e 3.7 respectivamente. Os volumes superficial e percolado são determinados pelas equações 3.8 e 3.9, obtidas respectivamente da diferença entre volume precipitado e infiltrado, este último resultante da integração da equação de Horton e da integração da equação 3.4.

$$V_e = (P - I_b)\Delta t - \frac{(I_t - I_b)}{\ln h} (h^{\Delta t} - 1) \quad (3.8)$$

$$V_p = I_b\Delta t + \frac{T_{t+1} - T_t}{\ln h} \quad (3.9)$$

b) A precipitação é menor do que a capacidade de infiltração I_t . Neste caso, o cálculo da capacidade de infiltração no fim do período é feito utilizando-se a equação 3.6. Para isso, no entanto, utiliza-se primeiramente a equação 3.11 oriunda da resolução do sistema formado pelas equações 3.7 e 3.10.

$$S_{t+1} = S_t + P\Delta t - \frac{(T_{t+1} + T_t)}{2} \Delta t \quad (3.10)$$

$$S_{t+1} = \frac{S_t \left(2 - \frac{\Delta t}{b_t} \right) + 2\Delta t P}{\left(2 + \frac{\Delta t}{b_t} \right)} \quad (3.11)$$

Nesta situação duas alternativas podem se apresentar:

b.1) $I_{t+1} > P$ - utiliza-se a equação 3.12 resultante da equação 3.10 e a representação esquemática é dada pela figura 3.4 (b).

$$V_p = P\Delta t - S_{t+1} + S_t \quad (3.12)$$

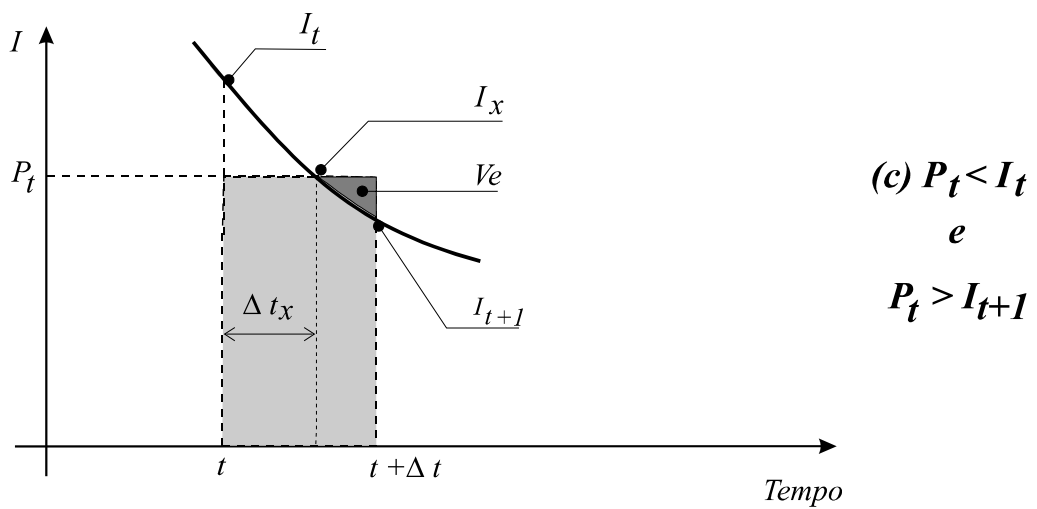
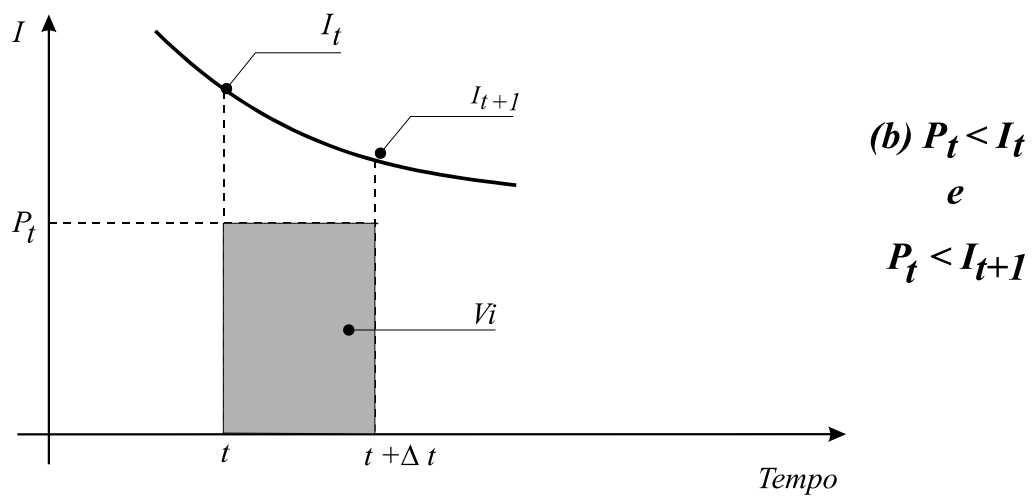
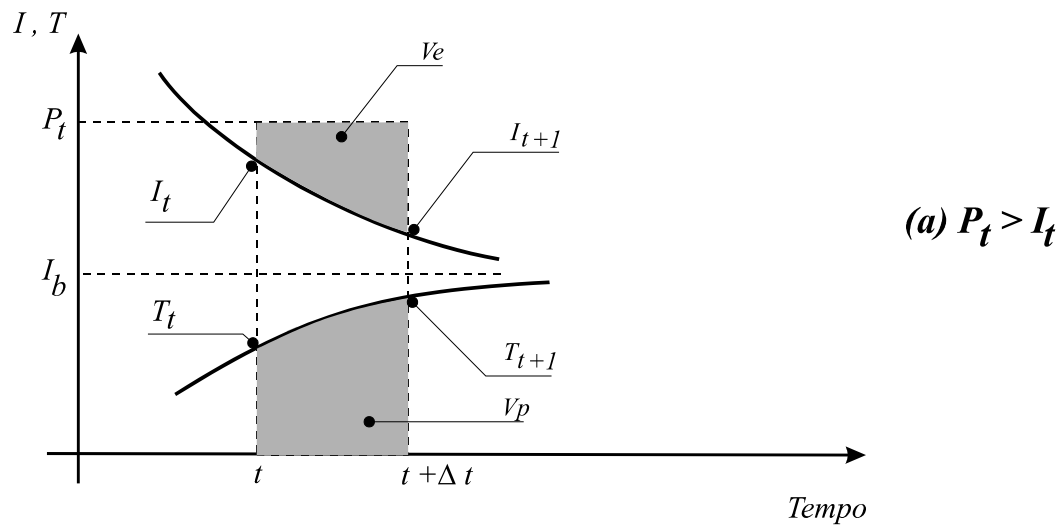
b.2) $I_{t+1} < P$ - utiliza-se a equação 3.9, já mencionada, e a representação esquemática é dada pela figura 3.4 (c). Neste caso, há necessidade de se dividir o intervalo de tempo Δt em duas partes, sendo Δt_x a duração do primeiro sub-intervalo, no final do qual $I_x = P$. Após o cálculo de S_x e T_x , através do mesmo encaminhamento dado no caso de $I_{t+1} > P$, extrai-se o valor de Δt_x da equação 3.10, obtendo-se a equação 3.13.

$$\Delta t_x = \frac{2b_t(S_x - S_t)}{2b_tP - S_x - S_t} \quad (3.13)$$

O volume escoado superficialmente no primeiro sub-intervalo será, portanto, nulo e o valor percolado resultará do uso da equação 3.12.

Para o segundo sub-intervalo valem as mesmas considerações feitas para o caso de $I_{t+1} < P$.

FIGURA 3.4 – SITUAÇÕES CONTEMPLADAS NO ALGORITMO DE INFILTRAÇÃO



Fonte: MINE (1998)

3.1.3 Propagação Superficial e Subterrânea

A propagação do volume superficial, determinado pelo algoritmo anterior, é feita até a seção principal da bacia pelo modelo Clark que utiliza o histograma tempo-área (HTA) para representar o efeito de translação (figura 3.5).

$$P_t = \sum_{i=1}^t V_{e_{t-i+1}} f_i \quad (3.14)$$

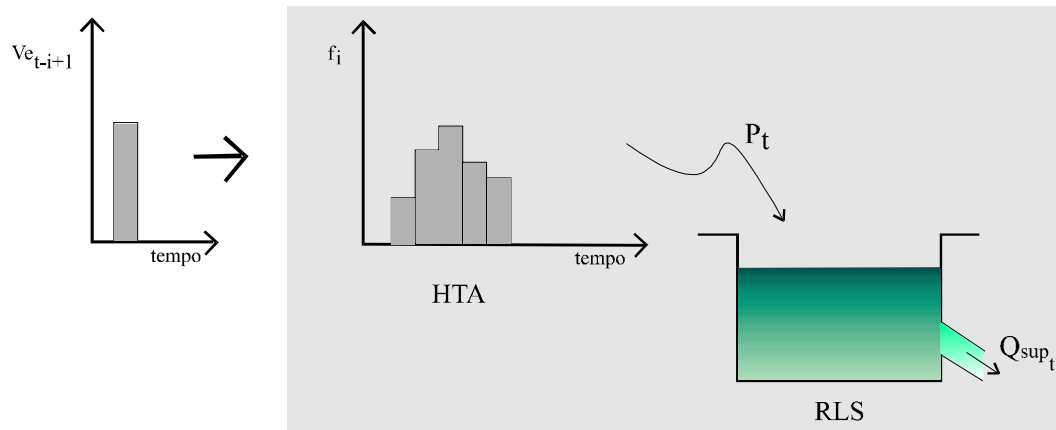
onde:

P_t - precipitação efetiva;

$V_{e_{t-i+1}}$ - volume escoado superficialmente;

f_i - ordenada i do histograma tempo-área.

FIGURA 3.5 – ILUSTRAÇÃO DO MODELO CLARK



Fonte: MINE (1998)

O histograma tempo-área pode ser determinado através do conhecimento detalhado da bacia hidrográfica. Quando não existem informações suficientes para tanto, pode-se utilizar o histograma tempo-área sintético, que é obtido admitindo-se que o tempo de percurso é proporcional à distância do ponto em estudo à seção principal. Considera-se a área de contribuição relacionada ao tempo de percurso pela seguintes equações:

$$A_c = aT'^n \quad \text{para} \quad 0 < T' < 1/2$$

$$A_c = 1 - a(1 - T')^n \quad \text{para} \quad 1/2 < T' < 1$$

onde:

A_c - área contribuinte acumulada expressa relativamente à área total;

T' - tempo em unidades do tempo de concentração t_c ;

n - coeficiente que varia com a forma da bacia;

$a = 0,5^{1-n}$.

O histograma tempo-área é dividido em K intervalos onde as ordenadas são:

$$f_i = (A_{c_i} - A_{c_{i-1}}) \quad \text{para} \quad i = 1, 2, \dots, K$$

Para levar em conta o efeito do armazenamento, o hidrograma resultante do uso do histograma tempo-área é simulado através de um reservatório linear simples que considera a equação 3.15.

$$S = K'Q \quad (3.15)$$

onde:

S - armazenamento de um reservatório fictício;

K' - parâmetro do reservatório;

Q - vazão de saída do reservatório fictício.

Combinando a equação da continuidade, dada abaixo, com a equação 3.15, resulta na equação 3.16.

$$\frac{dS}{dt} = I' - Q$$

onde:

I' - vazão de entrada no reservatório fictício.

$$K' \frac{dQ}{dt} + Q = I' \quad (3.16)$$

A solução da equação 3.16 para um impulso unitário instantâneo é:

$$q(t) = \frac{1}{K'} e^{-t/K'} \quad (3.17)$$

onde:

$q(t)$ - ordenadas do hidrograma unitário instantâneo.

Para a propagação do *escoamento superficial*, utilizando-se a equação de convolução, onde o hidrograma unitário instantâneo é dado pela equação 3.17 e as

entradas são precipitações em intervalos discretos Δt , resulta para a vazão a expressão dada pela equação 3.18.

$$Q_{\text{sup}_t} = Q_{\text{sup}_{t-1}} e^{-\Delta t / K_{\text{sup}}} + P_t (1 - e^{-\Delta t / K_{\text{sup}}}) \quad (3.18)$$

onde:

Q_{sup_t} - vazão de escoamento superficial no tempo t ;

K_{sup} - constante de recessão do escoamento superficial;

P_t - precipitação efetiva no tempo t obtida a partir da equação 3.14.

A propagação do escoamento subterrâneo é calculada pela equação 3.18 com parâmetro K_{sub} (coeficiente de recessão) sendo que, neste caso, a entrada para o aquífero é o volume percolado V_{p_t} utilizado na equação 3.18 em substituição a P_t .

Pode-se observar que para o caso de escoamento subterrâneo, quando V_{p_t} é muito pequeno, a equação 3.18 com parâmetros e variáveis apropriadas converge para a equação de depleção do escoamento no sub-solo, conforme abaixo.

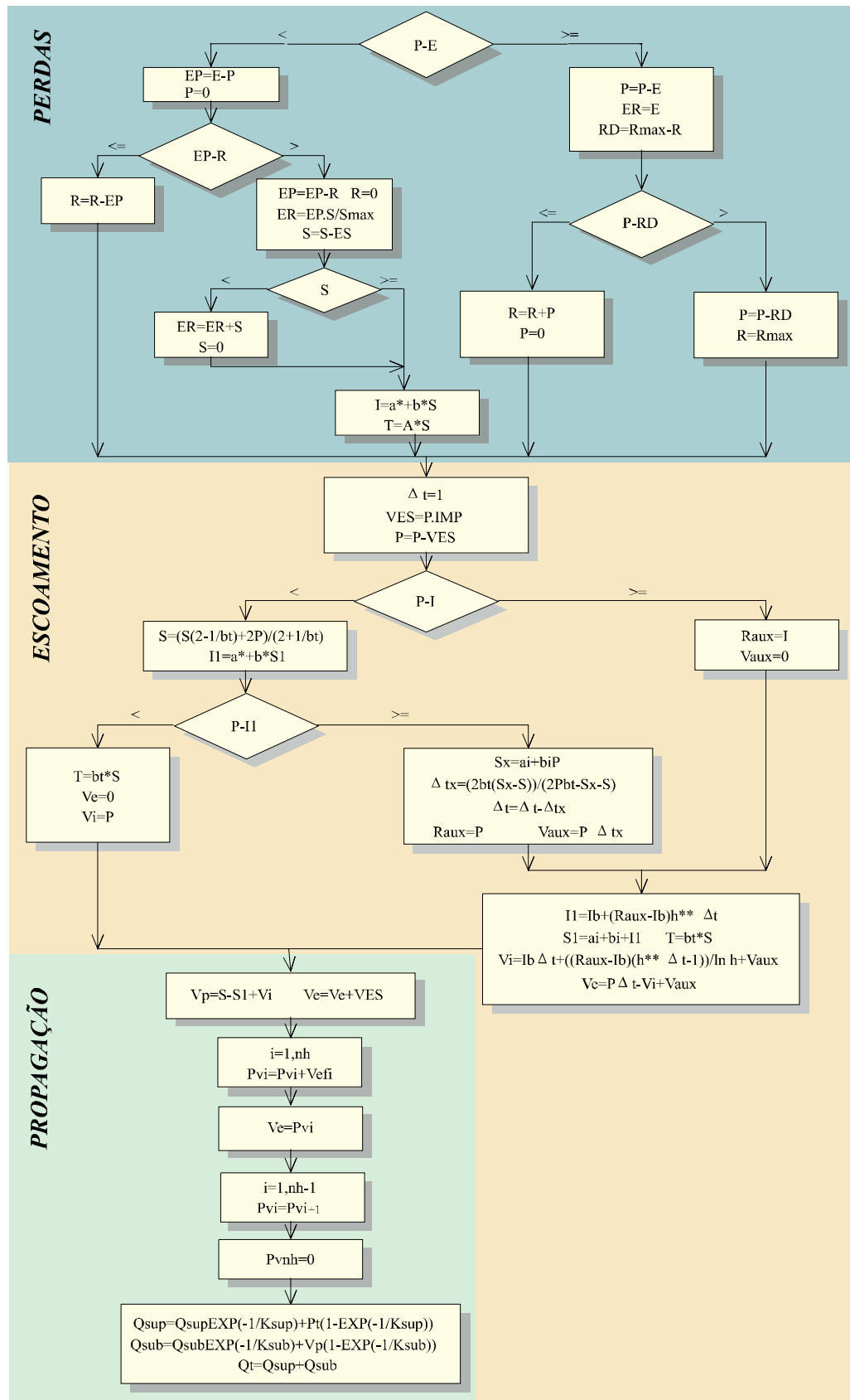
$$Q_{\text{sub}_t} = Q_{\text{sub}_{t-1}} e^{-\Delta t / K_{\text{sub}}}$$

O fluxograma do modelo é apresentado na figura 3.6 e representa o processo de cálculo em um intervalo de tempo.

Os parâmetros utilizados no modelo estão sumariados na tabela 3.1. O valor de S_{max} é obtido pelo uso da equação 3.6 para $I = I_b$, ou seja, quando o solo atinge o grau de saturação, resultando, portanto:

$$S_{\text{max}} = -\frac{I_o}{\ln h} \quad (3.19)$$

FIGURA 3.6 – FLUXOGRAMA DO MODELO IPH II



Fonte: MINE (1998)

TABELA 3.1 – PARÂMETROS DO MODELO IPH II

PARÂMETRO	DESCRIÇÃO	UNIDADES
R_{max}	capacidade máx. do reservatório de interceptação	mm
S_{max}	teor máximo de umidade no solo	mm
I_o	capacidade de infiltração para $t = 0$	mm h ⁻¹
I_b	capacidade de infiltração mínima	mm h ⁻¹
k ou h	parâmetro empírico função do tipo de solo	h ⁻¹ ou adimen.
t_p	tempo de percurso	h
K_{sup}	coef. de recessão do escoamento superficial	h
K_{sub}	coef. de recessão do escoamento subterrâneo	h
IMP	percentagem de área impermeável	%

Dos parâmetros a serem ajustados, o coeficiente de depleção do escoamento subterrâneo K_{sub} pode ser estimado a partir da recessão dos hidrogramas observados. Este parâmetro é muito pouco sensível, principalmente para simulação de cheias isoladas. O parâmetro R_{max} também é pouco sensível e pode ser facilmente ajustado através da análise dos volumes observados e simulados pelo modelo. Na realidade, restam quatro parâmetros mais sensíveis para o ajuste: I_o , I_b , h e K_{sup} . Este último representa o tempo (em número de intervalos) entre o centro do hietograma (após a aplicação do histograma tempo-área) e o centro de massa do hidrograma. A tabela 3.2 apresenta as variáveis usadas no processo de transformação chuva-vazão.

Tucci (1987) apresenta as seguintes considerações sobre o modelo IPH II: i) representa os principais fenômenos do processo chuva-vazão na bacia, isto é, perdas por interceptação (vegetação e depressões) e evaporação, infiltração e escoamento superficial e subterrâneo; ii) a variável utilizada na interceptação é o volume R , retido no reservatório num dado instante, e o parâmetro correspondente R_{max} é a capacidade máxima deste reservatório; iii) no algoritmo de evaporação, as variáveis de entrada são a precipitação e a evaporação potencial; iv) a evaporação real é calculada em função do estado de umidade do solo e da sua capacidade máxima S_{max} , em função dos outros parâmetros; v) a capacidade de infiltração I_t e o volume retido no solo S_t são as variáveis e I_o , I_b e h os parâmetros envolvidos no algoritmo de infiltração; vi) nos escoamentos superficial e subterrâneo, K_{sup} e K_{sub} são, respectivamente, os parâmetros; vii) o tempo de percurso t_p pode ser um parâmetro de ajuste; viii) os parâmetros a serem ajustados são: R_{max} , I_o , h , I_b ,

K_{sup} , K_{sub} e t_p ; ix) o modelo permite o início da simulação sem grandes erros, após um período sem chuvas superior ao tempo de concentração da bacia, não havendo a necessidade de três a seis meses de simulação para inicialização; x) os parâmetros que apresentam maior sensibilidade são: I_o , h , K_{sup} e t_p , eventualmente R_{max} , no caso de estudos de eventos isolados; xi) o ajuste manual dos parâmetros depende da sensibilidade adquirida pelo hidrólogo; xii) para bacias onde não existem dados, é possível usar valores dos parâmetros encontrados na literatura, embora as incertezas possam ser grandes; xiii) o tempo de percurso pode ser dependente da vazão máxima do hidrograma, o que é razoável, tendo em vista que o escoamento superficial não é um processo linear; xiv) a principal desvantagem do modelo é o empirismo dos parâmetros, encontrado na maioria dos modelos hidrológicos; xv) o algoritmo é bastante simples e pode ser processado em uma calculadora programável.

TABELA 3.2 – VARIÁVEIS USADAS NO PROCESSO CHUVA-VAZÃO

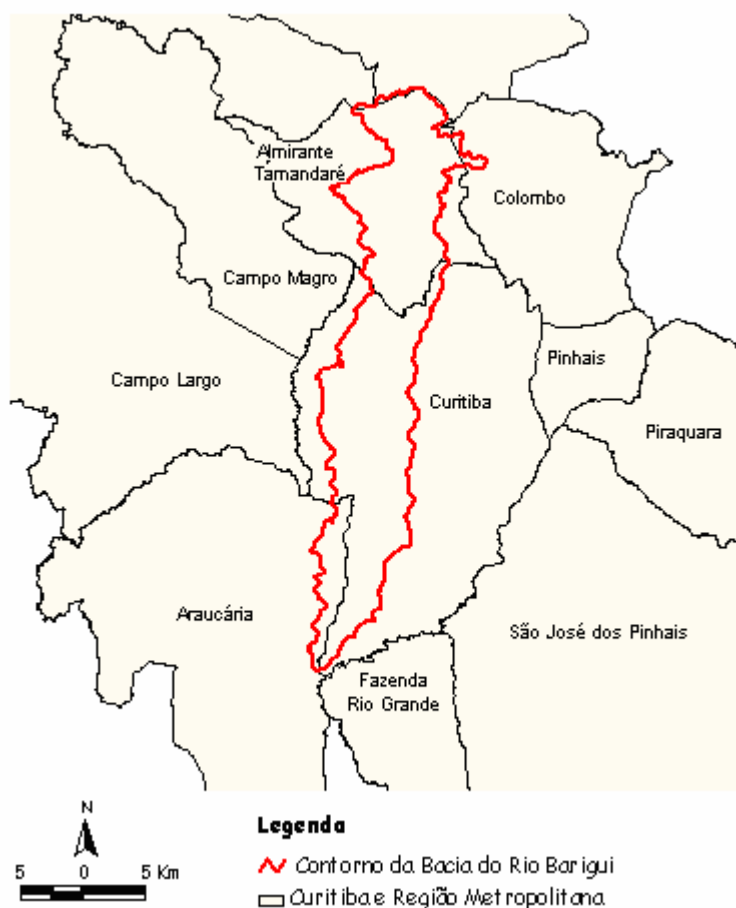
VARIÁVEIS	DESCRIÇÃO	UNIDADES
P	precipitação	mm
E	evaporação	mm
R	intercepção	mm
a_i^*	$-a_i / b_i$	mm h ⁻¹
b_i^*	$1 / b_i$	adimensional
a_i	definido no texto	mm h ⁻¹
b_i	definido no texto	adimensional
b_t	definido no texto	adimensional
A	$1 / b_t$	adimensional
I	capacidade de infiltração	mm h ⁻¹
S	armazenamento	mm
T	percolação	mm h ⁻¹
V_e	volume superficial	mm
V_p	volume percolado	mm
V_i	volume infiltrado	mm
Δt	intervalo de tempo	h
Q_{sup}	vazão superficial	mm h ⁻¹
Q_{sub}	vazão subterrânea	mm h ⁻¹
Q_t	vazão total	mm h ⁻¹
f_i	ordenada i do histograma tempo-área	adimensional
P_{v_i}	chuva efetiva	mm h ⁻¹

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 ÁREA DE ESTUDO

A bacia do rio Barigüi é formada por uma área de aproximadamente 279 km², abrangendo partes dos municípios de Almirante Tamandaré (120 km²), Curitiba (144 km²) e Araucária (15 km²). Localiza-se no Primeiro Planalto Paranaense, na Região Metropolitana de Curitiba, entre as coordenadas 25° 13' 24" e 25° 38' 23" Sul e 49°15' 00" e 49° 22' 29" Oeste. A Figura 4.1 apresenta a localização da bacia do Barigüi.

FIGURA 4.1 – LOCALIZAÇÃO DA BACIA DO BARIGÜI



O rio Barigüi possui as suas nascentes localizadas no município de Almirante Tamandaré, ao norte da região metropolitana de Curitiba (RMC). Seu traçado se desenvolve no sentido norte-sul até alcançar a margem direita do rio Iguaçu, do qual é afluente, representando uma extensão aproximada de 60 km.

Na cabeceira da bacia encontra-se parte da formação geológica que constitui o Aquífero Karst, um dos mananciais abastecedores de água potável da RMC.

Nela, encontram-se diversos parques ecológicos, salientando-se o Parque do Barigüi e o Parque Tingüi, situados às margens do rio, que com seus reservatórios e áreas inundáveis exercem efeitos de amortecimento dos picos de enchentes.

Atualmente na região norte da bacia, pertencente ao município de Almirante Tamandaré, predomina o uso rural do solo, com a ocorrência de núcleos urbanos dispersos, estando entre eles a cidade de Almirante Tamandaré. Na região média da bacia, que contém parte do município de Curitiba, a ocupação urbana é preponderante, com predominância dos usos residencial, comércio e serviços. Maiores detalhes podem ser observados na figura 4.2, que mostra a ocupação do solo e a distribuição urbana sobre a bacia. Essa imagem foi extraída do satélite LandSat em 1999 (FILL *et al.*, 2002).

FIGURA 4.2 – USO E OCUPAÇÃO DO SOLO DA BACIA DO BARIGÜI - 1999



Fonte: FILL *et al.* (2002)

Mais ao sul, o rio Barigüi delimita a divisa entre os municípios de Curitiba (margem esquerda) e Araucária (margem direita). Nesta região predomina o uso industrial, localizando-se a Cidade Industrial de Curitiba, parte da Cidade Industrial de Araucária, a Refinaria da Petrobrás, entre outras.

As atividades industriais na bacia são bastante diversificadas, sendo encontrados diversos gêneros. Os principais são: produtos de minerais não metálicos; metalúrgica; mecânica; material elétrico e de comunicações; material de transporte; madeira; mobiliário; papel e papelão; borracha; couros, peles e produtos similares; química; produtos farmacêuticos e veterinários; perfumaria, sabões e velas; produtos de matérias plásticas; têxtil; vestuário, calçados e artefatos de tecidos; produtos alimentares; bebidas; fumo; editorial e gráfica. A extremidade jusante da bacia do rio Barigüi é de uso predominantemente rural.

O clima regional, segundo a classificação de Koeppen, é do tipo Cfb - temperado, com verões frescos, geadas freqüentes, sem estação seca definida, com médias anuais de temperatura do mês mais quente inferior a 22°C e do mês mais frio inferior a 18°C. A precipitação média anual é de 1400 mm, no entanto, observam-se variações importantes, com valores anuais tão baixos quanto 936 mm (em 1985) e tão altos quanto 2009 mm (em 1983). Os meses de maior precipitação coincidem com o verão, e os valores são, em média, pelo menos duas vezes maiores que os dos meses mais secos, no inverno, sendo julho ou agosto os meses de menor precipitação em média. No entanto, como a precipitação nesse período é, em média, superior a 70 mm, considera-se que as chuvas na região são bem distribuídas durante o ano, o que em parte determina uma umidade relativa do ar média em torno de 85%. Os ventos predominantes são dos quadrantes setentrionais, com 52,7%, registrando-se os ventos portadores de chuvas de NW com 20,9% e de NE com 18,8% (MONTEIRO, 1963).

Quanto ao relevo, a maior parte da bacia apresenta altitudes em torno de 900 m sobre o nível do mar. As maiores altitudes encontram-se no limite norte da bacia, atingindo o máximo de 1210m na serra de Betara, município de Almirante Tamandaré, próximo à divisa com o município de Rio Branco do Sul. As altitudes mínimas ficam em torno de 800 m sobre o nível do mar, junto ao leito do rio Barigüi, no trecho que serve como divisa intermunicipal Araucária - Curitiba. O desnível aproximado do rio Barigüi desde suas nascentes até sua foz é de 97m.

A bacia do rio Barigüi apresenta cobertura vegetal pouco significativa. Pequenas áreas com vegetação densa aparecem principalmente ao norte da bacia. A vegetação é basicamente de florestas caducifólia, subtropical com Araucária angustifólia, bracatinga, mata pluvial tropical-subtropical e campos.

4.2 DADOS UTILIZADOS

4.2.1 Redes Telemétricas da Região Metropolitana de Curitiba

A Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental (SUDERHSA) dispõe de uma rede telemétrica de 25 estações (ver tabela 4.1), distribuídas entre hidrológicas (com medições de nível do rio e vazão), pluviométricas (medidas de chuva) e ambiental (medidas de qualidade de água, nível do rio, chuva, temperatura do ar e vento). Os pluviômetros são do tipo basculante, com resolução de 0,25 mm, e armazenam dados de precipitação acumulada a cada 15 minutos, transmitindo para a central de processamento em Curitiba e para o armazenamento no Banco de Dados do SIMEPAR. O período de dados disponível é de 1998 até o presente.

TABELA 4.1 – ESTAÇÕES TELEMÉTRICAS DISPONÍVEIS NA REGIÃO METROPOLITANA DE CURITIBA

ESTAÇÃO	TIPO	LAT	LON	EMPRESA
Araucária	Hidro-Meteo	-25.600	-49.398	SUDERHSA
Autódromo	Ambiental	-25.447	-49.198	SUDERHSA
Balsa Nova	Ambiental	-25.587	-49.632	SUDERHSA
Bom Jesus da Aldeia	Pluviométrica	-25.442	-49.473	SUDERHSA
BR_277 Campo Largo	Pluviométrica	-25.409	-49.387	SUDERHSA
Campo Largo da Roseira	Pluviométrica	-25.675	-49.178	SUDERHSA
Chácara Guajubi	Pluviométrica	-25.546	-49.072	SUDERHSA
Colombo	Pluviométrica	-25.287	-49.231	SUDERHSA
Contenda	Pluviométrica	-25.679	-49.541	SUDERHSA
Entremar	Pluviométrica	-25.489	-49.041	SUDERHSA
ETE-SANEPAR	Ambiental	-25.517	-49.212	SUDERHSA
Fazendinha	Ambiental	-25.519	-49.147	SUDERHSA
Formigas	Hidrológica	-25.538	-49.545	SUDERHSA
Grammer	Pluviométrica	-25.584	-49.172	SUDERHSA
Mandirituba	Pluviométrica	-25.767	-49.325	SUDERHSA
Olaria do Estado	Ambiental	-25.443	-49.120	SUDERHSA
Olaria Pioli	Hidrológica	-25.533	-49.394	SUDERHSA
Pinhais	Ambiental	-25.454	-49.172	SUDERHSA
Ponte BR_277	Ambiental	-25.483	-49.190	SUDERHSA
Ponte da Caximba	Ambiental	-25.614	-49.357	SUDERHSA
Ponte do Umbarazinho	Ambiental	-25.599	-49.261	SUDERHSA
Prado Velho	Ambiental	-25.450	-49.249	SUDERHSA
Quatro Barras	Pluviométrica	-25.367	-49.074	SUDERHSA

ESTAÇÃO	TIPO	LAT	LON	EMPRESA
Santa Cecília	Pluviométrica	-25.462	-49.570	SUDERHSA
São Cristóvão	Pluviométrica	-25.451	-49.050	SUDERHSA
Curitiba	Meteorológica	-25.433	-49.267	SIMEPAR
Lapa	Meteorológica	-25.783	-49.767	SIMEPAR
Pinhais	Meteorológica	-25.417	-49.133	SIMEPAR
Antonina	Meteorológica	-25.220	-48.800	SIMEPAR
São Bento	Hidrológica	-25.933	-49.783	SIMEPAR
Capivari	Hidrológica	-25.133	-48.867	SIMEPAR
Capivari Jusante	Hidrológica	-25.088	-48.828	SIMEPAR
Capivari Montante	Hidrológica	-25.221	-48.940	SIMEPAR
Guaricana	Hidrológica	-25.700	-48.967	SIMEPAR
Salto do Meio	Hidrológica	-25.800	-48.983	SIMEPAR
Vossoroca	Hidrológica	-25.817	-49.083	SIMEPAR

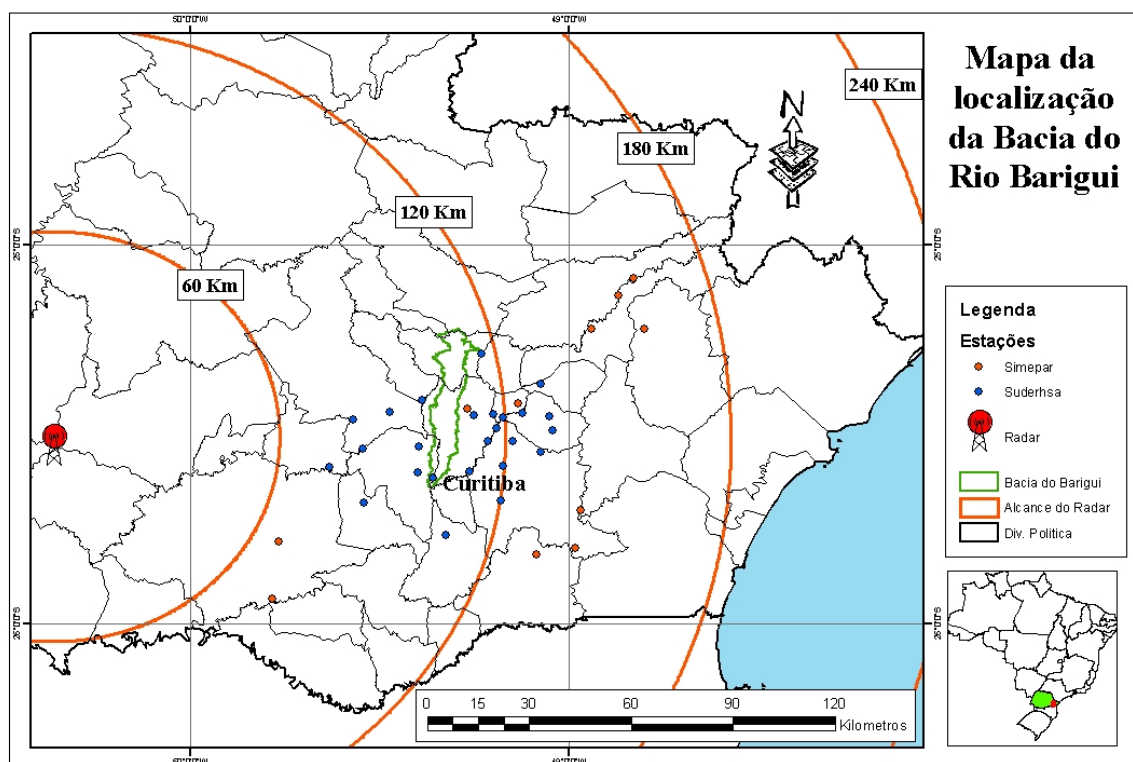
Na região analisada, foram utilizadas também as informações de 11 estações telemétricas hidrometeorológicas do SIMEPAR (ver tabela 4.1). Os pluviômetros também são do tipo basculante, com resolução de 0,2 mm, cujos dados são transmitidos e armazenados no SIMEPAR com frequência de 3 horas para as estações meteorológicas e 4 horas para as estações hidrológicas. O período de dados disponível é de 1996 até o presente.

4.2.2 Radar Meteorológico do SIMEPAR

Atualmente o SIMEPAR tem em operação um radar meteorológico Banda-S, Doppler, modelo DWSR-95S/EDGE, da *Enterprise Electronic Corporation* (EEC), instalado na região central do Paraná (município de Teixeira Soares), e em operação desde 1998. A cobertura qualitativa deste radar tem raio de 480 km e abrange todo o Paraná, Santa Catarina, parte do sul de São Paulo e norte do Rio Grande do Sul. A área quantitativa (com medidas de precipitação e vento) é de 240 km de raio, cobrindo todo o centro e leste do Paraná, conforme mostrado na Figura 4.3.

As características técnicas do radar e do sistema de medição e processamento dos dados deste podem ser obtidas em BENETI *et al.* (1998). A tabela 4.2 abaixo apresenta um resumo das características técnicas do radar. Atualmente o sistema de aquisição dos dados está configurado de forma a permitir uma alta resolução espacial (área mínima de 1 km²) e temporal (com atualização de 5 a 10 minutos) das informações de precipitação e vento radial.

FIGURA 4.3 – LOCALIZAÇÃO DO RADAR, DA BACIA DO RIO BARIGÜI E DAS ESTAÇÕES DA SUDERHSA E SIMEPAR



Em situações de ocorrência de precipitação na área quantitativa do radar (240 km de raio) os dados volumétricos são medidos a cada 10 minutos de intervalo, com a utilização de duas estratégias de varredura: SURV480 (com uma elevação da antena em 0°) para avaliação da precipitação na área total (qualitativa, raio de 480 km) e o modo chuva, chamado VOL240 para a medição volumétrica com informações de refletividade e velocidade radial Doppler (12 elevações da antena, de $0,5^\circ$ a $9,2^\circ$).

TABELA 4.2 – CARACTERÍSTICAS TÉCNICAS DO RADAR DWSR-93S/EDGE DO SIMEPAR

CARACTERÍSTICAS TÉCNICAS	
Frequência de Operação	2,7 a 2,9GHz
Potência de Pico (mínimo)	850kW
Largura de Pulso	0,8 e 2,0 μ s
Freq. de Repetição de Pulso	250Hz a 934Hz
Polarização	Linear horizontal (possib. Dual)
Ganho da Antena	45dB nominal
Largura do feixe	$0,9^\circ$
Lóbulos secundários	23db abaixo do lóbulo principal
MDS – Mínimo Sinal Detectável	-111dBm

Diversos produtos são obtidos a partir dos volumes de dados do radar, tais como: *Plan Position Indicator* - PPI é a forma básica de visualização das variáveis medidas pelo radar. Normalmente, a variável é plotada num plano onde o centro indica a posição do radar. O plano é fixo para um determinado ângulo de elevação. Portanto, deve-se observar que conforme aumenta a distância em relação ao radar a altitude também aumenta; *Constant Altitude of Plan Position Indicator* - CAPPI, disponibiliza ao usuário o campo de precipitação em um plano de altitude constante, ou seja em um plano paralelo à superfície terrestre e mostra a localização e a intensidade da chuva. O CAPPI padrão do radar do SIMEPAR está em 3,0 km de altitude e sua resolução é de $1 \times 1 \text{ km}^2$. Esse produto é obtido da seguinte forma: após a varredura completa do radar em todas as elevações da antena, seleciona-se a altitude desejada dentre as possíveis. Em seguida, o programa interpola as informações contidas em cada uma das elevações, conhecidas como PPI, formando assim o campo em um plano de altitude constante; *Vertically Integrated Liquid* - VIL VIL integra verticalmente desde o ângulo elevacional mais baixo até o mais alto, onde toda a água líquida é convertida a partir da refletividade pela relação ZR para cada ponto de grade; entre outros.

Para a estimativa da precipitação com informações de radar e pluviômetros, usadas neste trabalho, foram utilizadas informações de refletividade na forma de matrizes de CAPPI a altitude de 3 km e resolução de 1 km^2 . Inicialmente, estes dados foram convertidos para taxas de precipitação ($R \text{ [mm h}^{-1}\text{]}$) utilizando-se a relação ZR de Marshall e Palmer.

4.2.2.1 A relação ZR

Há muitos anos os meteorologistas vêm tentando encontrar uma fórmula que relacione a taxa de intensidade da chuva (R) com o fator de refletividade (Z). Infelizmente, não há uma relação universal entre esses parâmetros, embora muitas experiências mostrem que elevadas taxas de precipitação produzam ecos mais intensos. (DOVIK e ZRNIC, 1993; RINEHART, 1993).

Os parâmetros Z e R são diretamente dependentes da distribuição do tamanho das gotas, as quais são controladas pelos processos microfísicos e dinâmicos associados à produção de precipitação (NAKAYAMA, 1998).

Marshall e Palmer (1947) deduziram uma relação entre refletividade e taxa de precipitação a partir do espectro de gotas observado em sistemas de precipitação estratiforme (BATTAN, 1973; SAUVAGEOT, 1992).

A relação amplamente aceita pela comunidade científica, é escrita por MARSHALL e PALMER (1948) que encontrou empiricamente os valores de 200 e 1,6 para os parâmetros a e b respectivamente, da equação 2.3.

Com Z medido pelo radar e a e b conhecidos, tem-se uma quantificação da chuva observada pelo equipamento.

Se os espectros dos diâmetros das gotículas componentes da precipitação fossem exponenciais e conhecidos, e os movimentos verticais do ar pequenos em relação às velocidades terminais de queda das gotículas, não haveria limitações fundamentais à precisão da estimativa de chuva pelo radar (CALHEIROS, 1982).

Ao longo dos anos, foram calculados diversos valores para os parâmetros a e b identificando padrões para determinadas regiões e associando a natureza da precipitação.

4.2.2.2 Métodos de correção da precipitação estimada pela relação ZR

As estimativas de precipitação por radar evoluíram para combinar as informações das relações chuva-refletividade com a precipitação estimada por pluviômetros, principalmente em regiões com rede de estações densas (CRAWFORD, 1979).

As correções podem ser feitas por meio de um simples coeficiente que reduz erro médio quadrático e ajusta periodicamente o campo de chuva do radar com os dados dos pluviômetros (FULTON et al., 1998); pela minimização do erro médio quadrático calculado entre a precipitação média do radar e dos pluviômetros para uma determinada área, sendo que os dados das estações são ponderados pela distância (CIACH et al., 1997); pela análise objetiva estatística (DALEY, 1991) aplicados a um série relativamente longa (2 anos ou mais) de dados de radar, onde os dados dos pluviômetros são combinados com os de radar, mas tendo pesos diferentes conforme a influência de cada pluviômetro no campo de precipitação. Esta influência é calculada por meio da correlação cruzada dos campos de precipitação obtidos com o radar (PEREIRA FILHO e CRAWFORD, 1999).

Neste trabalho foi utilizado o método de análise objetiva estatística (ANOBES) para a Região Metropolitana de Curitiba, utilizando as matrizes do radar meteorológico do SIMEPAR e os pluviômetros da SUDERHSA e do SIMEPAR, sendo o método descrito no item 4.3.1 a seguir.

4.3 INTEGRAÇÃO DAS MEDIÇÕES DE PRECIPITAÇÃO

Visando melhorar a estimativa de precipitação foi utilizada a integração de medições de chuva pelas redes telemétricas e das estimativas de chuva pelo radar meteorológico do Paraná.

Apesar dos erros de medição do radar e dos pluviômetros não serem conhecidos, as estimativas de chuva com o radar meteorológico e as medições de chuva com a rede de superfície podem ser combinadas para diminuir erros (PEREIRA FILHO e CRAWFORD 1995).

4.3.1 Análise Objetiva Estatística

O método de análise objetiva estatística (ANOBES) é um dos mais eficientes esquemas de interpolação de dados existentes. Este método foi inicialmente desenvolvido por GANDIN (1963 *apud* PERREIRA FILHO e CRAWFORD, 1995) e posteriormente recomendado pela Organização Meteorológica Mundial, para interpolação de dados hidrometeorológicos. Este método de interpolação, embora simples e dedutível matematicamente, foi pouco aplicado operacionalmente até recentemente (CRAWFORD, 1979; CREUTIN e OBLED, 1982) por causa das limitações de processamento computacional. Com o advento de computadores com grande capacidade de processamento e armazenamento, e a um custo baixo, estas restrições ao uso do método ANOBES foram superadas.

O método ANOBES apresentado a seguir, foi adaptado por PEREIRA FILHO *et al.* (1998) para ser utilizado com dados da rede de radares de última geração NEXRAD “*Next Generation Radar*” (ou WSR-88D) dos Estados Unidos da América.

Matematicamente, a técnica de análise objetiva proposta pode ser escrita como:

$$P_a(x_i, y_i) = P_r(x_i, y_i) + \sum_{k=1}^K W_{ik} [P_g(x_k, y_k) - P_r(x_k, y_k)] \quad (4.1)$$

onde,

$P_a(x_i, y_i)$ precipitação analisada no ponto de grade i ;

$P_r(x_i, y_i)$ precipitação estimada pelo radar no ponto de grade i ;

$P_g(x_k, y_k)$ precipitação medida pelo pluviômetro no ponto k ;

$P_r(x_k, y_k)$ precipitação estimada pelo radar no pluviômetro no ponto k ;

W_{ik} peso *a posteriori* a ser determinado pela configuração de dados da rede;

K é o número de pluviômetros;

$x_{i(k)}$ e $y_{i(k)}$ coordenadas no ponto de grade $i(k)$

A figura 4.4 ilustra a ANOBES. Para derivar os pesos, assume-se que os erros de observação e a precipitação estimada pelo radar não têm correlação e não tenham viés. A variância esperada do erro da análise, derivada a partir da equação 4.1, é minimizada em relação aos pesos W_n . A expressão normalizada para os pesos é dada por:

$$\sum_{l=1}^K W_l [\rho_{kl} + \varepsilon_k^2] = \rho_{ki} \quad 1 \leq k \leq K \quad (4.2)$$

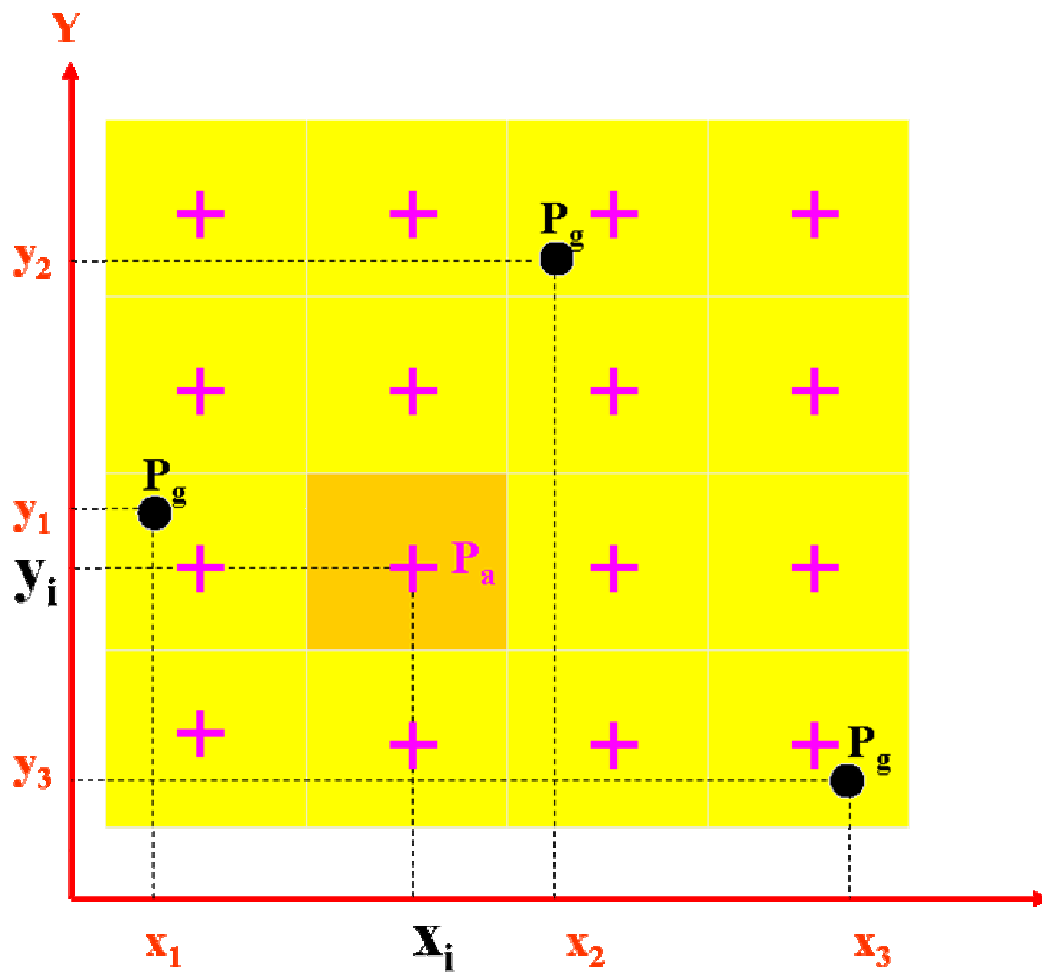
onde,

ρ_{kl} é a correlação entre o erro do valor inicial dos pluviômetros k e l ;

ε_k^2 é o erro observacional normalizado;

ρ_{ki} é correlação entre o erro do valor inicial do pluviômetro i e o ponto de grade k .

FIGURA 4.4 – FIGURA ILUSTRATIVA DA APLICAÇÃO DA ANOBES



O método ANOBES procura minimizar a variância esperada do erro da análise que é normalizada e definida como:

$$\varepsilon_a^2 = 1 - \sum_{l=1}^K \rho_{ki} W_l \quad (4.3)$$

onde,

ε_a^2 é a variância esperada da análise.

A normalização é obtida utilizando as matrizes das covariâncias dos erros estimados, com algoritmos descritos em DALEY (1991). A normalização pode ser utilizada na estimativa da distribuição espacial da variância do erro da análise e sua redução para cada ponto de análise. A matriz das covariâncias dos erros do valor inicial, utilizada para normalizar as equações 4.2 e 4.3, é a componente mais importante do método ANOBES. A exatidão da análise depende em grande parte

desta matriz. Em PEREIRA FILHO *et al.* (1998) se encontra o desenvolvimento das equações 4.1, 4.2 e 4.3.

Portanto, o método ANOBES combina simplicidade e robustez para maximizar a precisão da estimativa de chuva em pontos de grade e, ao mesmo tempo, minimizar o erro da análise, tal que este seja menor que o menor erro observacional. As vantagens principais deste método são:

- A variância esperada do erro da análise é minimizada;
- O método ANOBES se utiliza de propriedades estatísticas dos sistemas precipitantes;
- Apenas pontos próximos ao ponto de análise são utilizados na interpolação;
- O método é simples e relacionado às propriedades físicas de interesse;

Portanto, a precipitação analisada será a precipitação estimada em cada *pixel* pelo radar meteorológico do SIMEPAR, corrigida pelos pluviômetros que estatisticamente possuem influência.

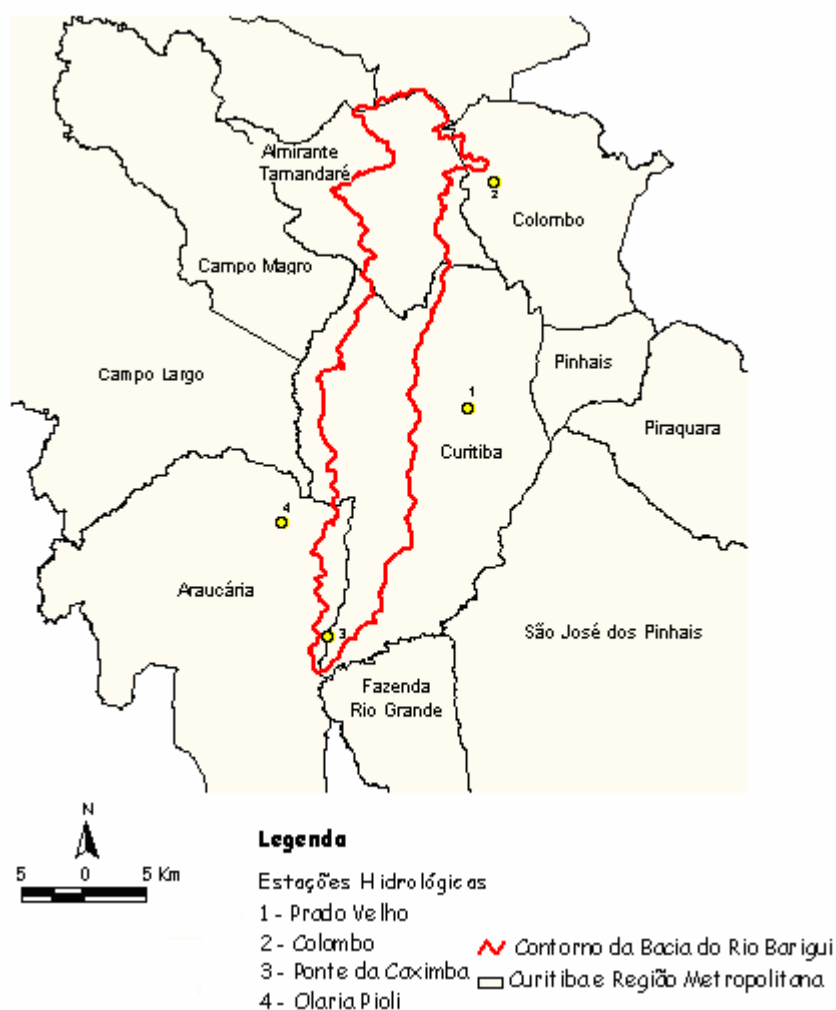
A técnica de análise objetiva proposta por PEREIRA FILHO *et al.* (1998) foi aplicada neste trabalho utilizando dados do radar meteorológico do Instituto Tecnológico SIMEPAR e a rede telemétrica de pluviômetros da região metropolitana de Curitiba, pertencentes ao SIMEPAR e à SUDERSHA.

5 CALIBRAÇÃO DO MODELO IPH II

5.1 DADOS UTILIZADOS NA CALIBRAÇÃO DO MODELO IPH II

Os dados necessários para a calibração do modelo hidrológico IPH II são precipitação, vazão e evaporação. Os dados aqui utilizados foram fornecidos pelo projeto Barigüi e provieram de estações automáticas telemétricas operadas pela SUDERHSA e da estação meteorológica operada pelo IAPAR/UFPR (Instituto Agrônomo do Paraná/Universidade Federal do Paraná) que foi utilizada para cálculo de evapotranspiração potencial. O período de dados utilizado foi de 1999 a 2000, sendo selecionado alguns eventos durante este período; a discretização temporal adotada foi de uma hora.

FIGURA 5.1 – BACIA DO RIO BARIGÜI E A LOCALIZAÇÃO DAS ESTAÇÕES



O ponto de partida da fase de calibração do modelo foi a escolha das estações a serem utilizadas. O fato determinante para escolha das estações foi a disponibilidade de informações nos períodos desejados e a sua representatividade em relação à bacia.

5.1.1 Dados Pluviométricos e Fluviométricos

Sendo um modelo hidrológico concentrado, o IPH II não considera a variabilidade espacial da bacia hidrográfica. Por isso, o dado pluviométrico fornecido ao modelo hidrológico é a chuva média na bacia, correspondente à integração espacial da variável chuva.

Para estimar a chuva média na bacia existem diversos métodos consagrados na literatura. Neste trabalho foi aplicado o método de Thiessen, por levar em conta a não uniformidade da distribuição espacial dos postos. Esse método consiste em atribuir peso a cada um dos postos pluviométricos através das características geométricas da bacia e da localização dos postos. A chuva média da bacia é dada pela soma das precipitações observadas em cada posto vezes o peso atribuído a esse (média ponderada).

Os postos considerados no cálculo da chuva média e seus respectivos pesos estão listados na tabela 5.1.

O modelo hidrológico foi calibrado para estimar a vazão na exutória da bacia hidrográfica do Rio Barigüi, sendo que o posto de monitoramento é o Ponte da Caximba localizado no município de Araucária, sendo considerados dados fluviométricos com resolução temporal de uma hora.

TABELA 5.1 – POSTOS PLUVIOMÉTRICOS UTILIZADOS PARA O CÁLCULO DA CHUVA MÉDIA NA BACIA

NOME	CÓDIGO	MUNICÍPIO	LATITUDE	LONGITUDE	PESO
Prado Velho	02549075	Curitiba	-25.450	-49.248	0,316
Colombo	02549090	Colombo	-25.287	-49.230	0,351
Ponte da Caximba	02549120	Araucária	-25.613	-49.356	0,127
Olaria Pioli	02549121	Campo Largo	-25.532	-49.393	0,206

Foi utilizado o intervalo de simulação de uma hora para discretização dos dados de chuva, porque a bacia em estudo tem dimensões pequenas e também

porque os eventos são relativamente curtos, ou seja, tanto precipitação como vazão produzem respostas rápidas.

É justificada a escolha destas estações justamente pelo fato de cobrirem de uma forma mais ou menos uniforme toda a área da bacia e ainda pela disponibilidade de informações e representatividade das séries para os estudos subsequentes.

5.1.2 Dados de Evapotranspiração

Os dados diários de evapotranspiração utilizados neste trabalho foram extraídos do relatório final do Projeto PEN – 04 – Modelagem Hidrológica e Ambiental de Bacias Hidrográficas (FILL *et al.*, 2002). Esses valores foram determinados através do método de Penman modificado (DOORENBOS e PRUIT, 1992 *apud* FILL, 2002), a partir dos dados meteorológicos diários da estação meteorológica Piraquara/Pinhais do IAPAR (Código ANA - 02549041), localizada no município de Pinhais, com 25°25' de latitude sul, 49°08' de longitude oeste e altitude de 930 m.

O método de Penman se baseia no balanço de energia e nas características aerodinâmicas do processo (TUCCI e CAMPANA, 1993). Segundo TUCCI, este método superestima a evaporação para condições calmas e úmidas e subestima para condições secas e ventosas. Apesar disso, estes dados foram considerados adequados para serem utilizados no processo de calibração, por introduzirem erros menores, quando comparados com os dados de chuva e vazão.

Os valores diários foram discretizados em valores com resolução temporal de 60 minutos para que pudessem ser utilizados no processo de calibração.

5.2 SELEÇÃO DOS EVENTOS E AJUSTE DOS PARÂMETROS

Para seleção dos eventos foi analisado o período compreendido entre os anos de 1999 e 2002, sendo selecionados eventos representando cheias com diferentes magnitudes com base na altura linimétrica da estação fluviométrica da Ponte da Caximba.

Neste período escolheram-se cinco eventos para a realização da calibração dos parâmetros do modelo IPH II na bacia do rio Barigüi. Estes eventos foram selecionados de acordo com a disponibilidade dos dados de chuva e vazão.

Inicialmente o modelo foi ajustado por tentativa e erro, individualmente para cada evento, permitindo que os parâmetros variassem de acordo com a busca das melhores estatísticas e do melhor resultado gráfico visual.

Para todos os casos estudados são válidas as seguintes observações:

- i) condições iniciais: a percolação foi feita igual à vazão de base no início do evento e a vazão superficial nula.
- ii) tempo de deslocamento: inicialmente os tempos de percurso (t_p) foram considerados iguais aos tempos de concentração estimados pelas fórmulas de Kirpich e Dooge (equações 5.1 e 5.2). Posteriormente, observou-se a necessidade de ajustá-los, baseando-se na diferença, em horas, entre os picos observados e calculados.

$$t_c = 57 \left(\frac{L^3}{H} \right)^{0,385} \quad \text{Fórmula de Kirpich} \quad (5.1)$$

onde:

t_c – tempo de concentração (min);

L – extensão do talvegue (km);

H – diferença de nível entre ponto mais afastado e o considerado (m).

$$t_c = 1,75 \frac{A^{0,41}}{S^{0,17}} \quad \text{fórmula de Dooge} \quad (5.2)$$

onde:

t_c – tempo de concentração (h)

A – área da bacia (km²)

S – declividade da bacia (m/10000)

- iii) escoamento superficial: para histogramas tempo-área sintéticos foi adotado o coeficiente igual a 1,5 para a bacia devido à sua forma retangular (HAAS, 2002).
- iv) impermeabilização: foi considerada como sendo uma taxa de 40%, obtida de estudos realizados por TUCCI e CAMPANA (1993) para áreas

semelhantes.

v) escoamento subterrâneo: para o parâmetro K_{sub} foi adotado valor 100 horas.

vii) discretização temporal: o intervalo de tempo da simulação foi igual a 60 minutos, escolhido devido os dados de radar.

A tabela 5.2 apresenta os resultados da calibração, além dos valores obtidos para os parâmetros, o coeficiente de eficiência de nash-sutcliffe η , dado pela expressão abaixo, e a relação entre os volumes observados e calculados V_o/V_c .

$$\eta = 1 - \frac{\sum (Q_o - Q_c)^2}{\sum (Q_o - \bar{Q})^2} \quad (5.3)$$

onde:

Q_o – vazões observadas;

Q_c – vazões calculadas;

\bar{Q} – vazão média observada.

O coeficiente de eficiência de nash-sutcliffe é uma medida de associação entre as vazões previstas e observadas e seu valor varia entre -1 e 1. Se for igual a 1, existirá uma correlação linear perfeita na amostra: não haverá diferença entre os valores estimados e os valores reais. Por outro lado, se o coeficiente de eficiência de nash-sutcliffe for menor ou igual a 0, demonstra que o modelo não tem utilidade para prever vazões.

TABELA 5.2 – RESUMO DA CALIBRAÇÃO DO RIO BARIGÜI

Evento	I_o (mmh ⁻¹)	I_b (mmh ⁻¹)	h	K_{sup} (h)	K_{sub} (h)	R_{max} (mm)	t_p (h)	η	V_o/V_c
16/10/99	30,00	0,30	0,70	6,00	100	9,00	6,0	0,97	0,96
21/01/01	5,00	0,30	0,70	3,00	100	4,00	6,0	0,81	1,34
10/03/01	37,00	0,30	0,70	9,00	100	4,00	6,0	0,96	0,93
22/07/01	15,00	0,20	0,60	5,00	100	3,00	6,0	0,95	1,00
02/10/01	28,30	0,30	0,70	15,00	100	4,00	6,0	0,85	1,18

Com os parâmetros listados na tabela 5.2, pode-se concluir que:

- O parâmetro I_o (capacidade de infiltração inicial) apresentou variabilidade, retratando uma forte dependência das condições anteriores ao evento, ou seja,

estado de umidade do solo. Este padrão de comportamento também foi verificado por outros trabalhos realizados na bacia.

- ii) O parâmetro I_b (capacidade de infiltração mínima) é o menos sensível entre os parâmetros de infiltração, sendo mantido praticamente o mesmo em todos os eventos.
- iii) O parâmetro h (função do tipo de solo) foi muito pouco sensível a exemplo do parâmetro I_b e apresentou valores médios para a bacia. Estes valores podem ser explicados devido à bacia ter características urbanas no centro da bacia e na sua cabeceira características rurais, tendo com isso solos com permeabilidade variável.
- iv) O parâmetro K_{sup} (tempo de retardo do escoamento superficial) apresentou pequena variação.
- v) O parâmetro $R_{máx}$ (volume do reservatório de perdas iniciais) foi sendo modificado conforme análise dos volumes observados e calculados;
- vi) O tempo de percurso da onda foi estimado inicialmente pelo tempo de concentração e ajustado para cada evento, de tal forma a se obter a melhor coincidência de picos.
- vii) Os coeficientes de eficiência de nash-sutcliffe (η) indicaram bons resultados para os eventos selecionados, com exceção dos eventos do dia 21/01/01 e 02/10/01, que pode ser devido a inconsistência dos dados.

Os eventos ocorridos em 22/01/01 e 02/10/01 foram desconsiderados, pois não se conseguiu chegar a um conjunto de parâmetros capaz de melhor representá-los, possivelmente devido a erros nos dados de vazão. Os hidrogramas observados apresentavam comportamento anômalo.

As figuras 5.2 até a 5.4 representam os hidrogramas observados e calculados.

FIGURA 5.2 – VAZÕES OBSERVADAS E CALCULADAS – 15 A 19/10/1999

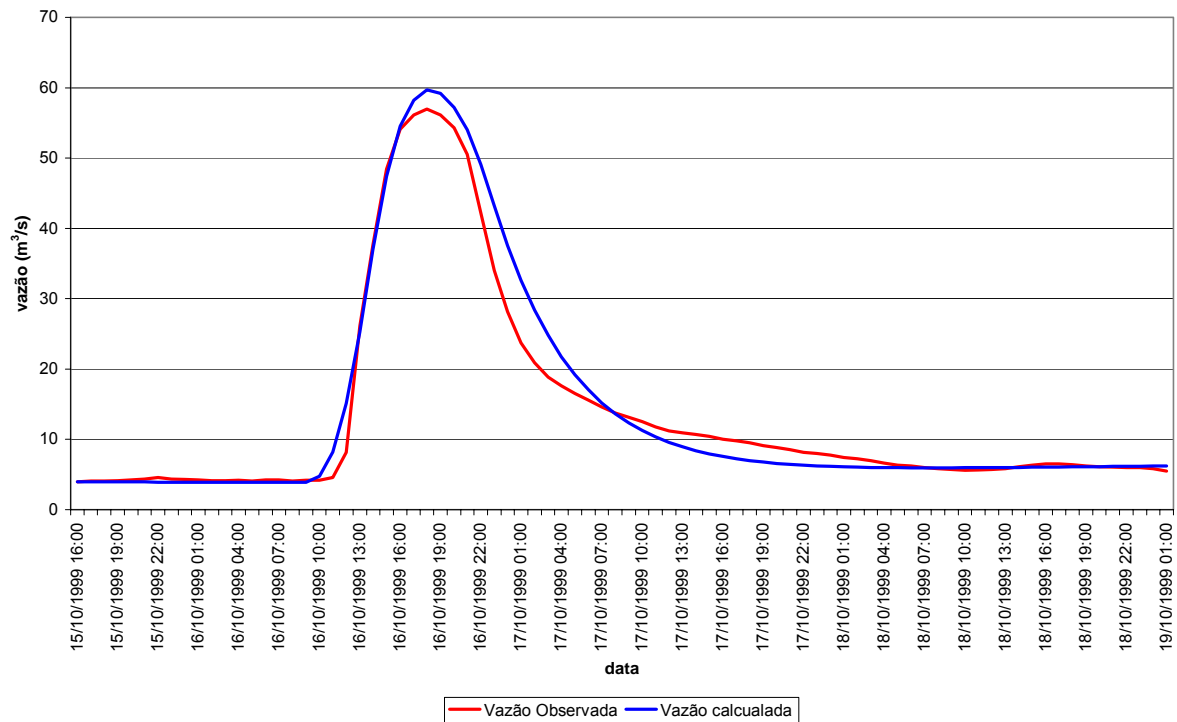


FIGURA 5.3 – VAZÕES OBSERVADAS E CALCULADAS – 09 A 11/03/2001

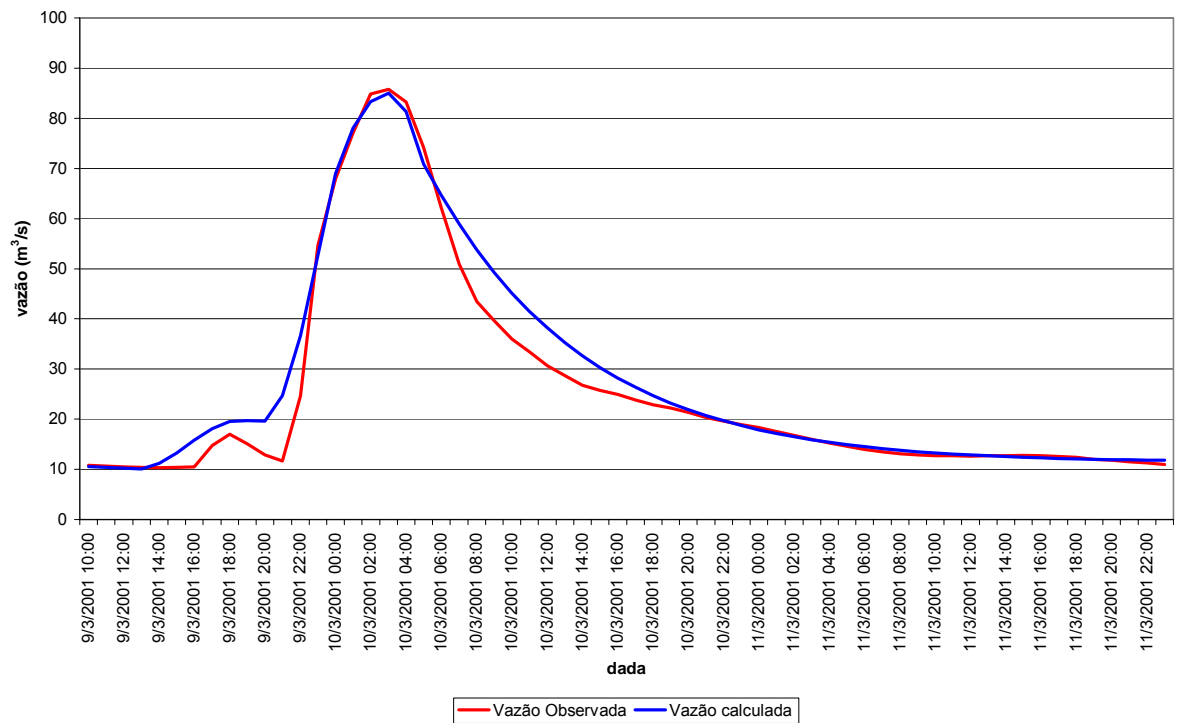
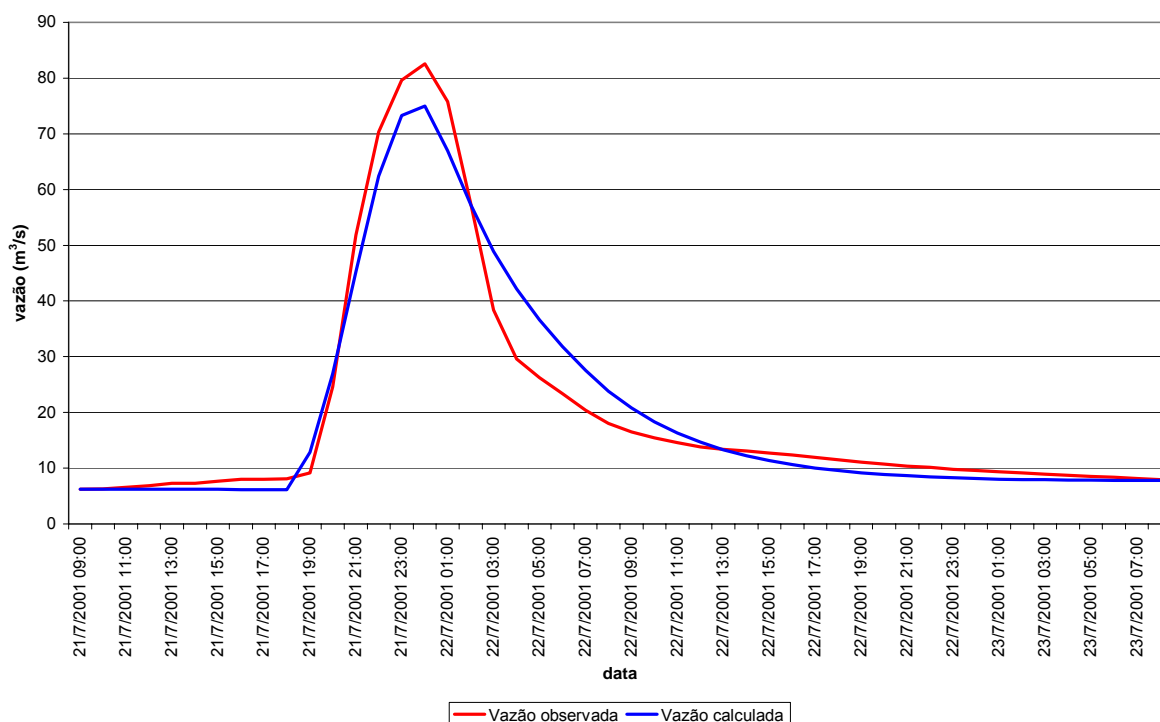


FIGURA 5.4 – VAZÕES OBSERVADAS E CALCULADAS – 21 A 23/07/2001



5.2.1 Calibração geral

Após encontrar vários conjuntos de parâmetros que fossem capazes de representar cada evento, buscou-se encontrar um conjunto único de parâmetros que pudesse representar da melhor maneira possível todos os eventos já calibrados. Com isso chegou-se a um conjunto considerado para o propósito do estudo como “ideal” que se encontra representado na tabela 5.3, além do coeficiente de eficiência de nash-sutcliffe η e da relação entre os volumes observados e calculados.

TABELA 5.3 – RESULTADO DO CONJUNTO DE PARÂMETROS CONSIDERADO “IDEAL” PARA REPRESENTAR A VAZÃO DO RIO BARIGÜI.

Evento	I_o (mmh^{-1})	I_b (mmh^{-1})	h	K_{sup} (h)	K_{sub} (h)	R_{max} (mm)	t_p (h)	η	V_o/V_c
16/10/99	30,00	0,30	0,70	9,00	100	4,00	6,0	0,89	0,84
10/03/01	30,00	0,30	0,70	9,00	100	4,00	6,0	0,92	0,87
22/07/01	30,00	0,30	0,70	9,00	100	4,00	6,0	0,96	1,16

Após a adoção de um conjunto único de parâmetros, η e V_o/V_c sofreram alterações nos três eventos. Uma rápida análise das tabelas 5.2 (conjunto de parâmetros para cada evento) e 5.3 (conjunto único de parâmetros para todos os

eventos), mostra que, a adoção de um único conjunto de parâmetros ocasionou uma diminuição da eficiência do modelo para os dois primeiros eventos (16/10/99 e 10/03/01). A relação entre os volumes observado e calculado também sofreu alterações para esses dois eventos, ocasionado pelo aumento do volume calculado. Para o evento do dia 22/07/01, houve uma pequena melhora do coeficiente de eficiência do modelo, mas ocasionou uma diminuição mais acentuada do volume calculado.

6 SELEÇÃO DOS EVENTOS E INTEGRAÇÃO RADAR-PLUVIÔMETRO

O conjunto de parâmetros encontrados no processo de calibração do modelo IPH II foi utilizado para a realização das simulações de vazão na bacia do Rio Barigüi. Para estas simulações foram selecionados alguns eventos respeitando-se o seguinte: 1) sequência ininterrupta dos dados de radar; 2) disponibilidade da série de vazão no posto Ponte da Caximba; 3) precipitações ocasionadas por diferentes sistemas meteorológicos atuantes na região.

Atendendo as diretrizes acima foram selecionados cinco eventos: 1) eventos onde as precipitações foram ocasionadas por frentes frias; 2) eventos com precipitações ocasionados por linha de instabilidade; 3) eventos com precipitações originadas por áreas de instabilidade.

6.1 DESCRIÇÃO DOS EVENTOS

Apresenta-se a seguir uma breve descrição dos sistemas meteorológicos que originaram as precipitações na RMC e conseqüentemente também sobre a região da bacia do rio Barigüi.

Para a descrição foram utilizadas: imagens do satélite GOES-8, obtidas pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais através do *site* <http://www.cptec.inpe.br>. As imagens do satélite GOES-8, em infravermelho, mostram a emissão de calor transformada em tons de cinza. Quanto mais perto da cor branca, mais frio e quanto mais escuro o cinza, mais quente. Assim, nebulosidade com cor branca intensa significa que as nuvens atingiram grandes altitudes e são indícios de tempestade severa com possibilidade de ventos fortes e granizo. Tonalidades médias de cinza podem significar chuvas fracas a moderadas ou simplesmente nebulosidade. Tons de cinza mais escuros significam ausência de nuvens; imagens de radar meteorológico do SIMEPAR, onde a escala de cor indica a intensidade da precipitação, na faixa do azul escuro até o azul claro, chuvas leves, do verde escuro para o verde claro, chuva moderada e do amarelo até o vermelho escuro, chuvas fortes; além de um resumo sinótico que é realizado diariamente pelos meteorologistas do SIMEPAR, onde estão descritos os principais eventos meteorológicos registrados naquele dia.

1 - Evento do dia 19/10/2001

As precipitações neste dia foram provocadas por áreas e linhas de instabilidades que se desenvolveram na região, devido às condições de instabilidade atmosférica presentes sobre o centro-sul do País. Na figura 6.1, da imagem de satélite das 15h09, é possível observar a banda de nebulosidade associada a essas instabilidades, estendendo-se desde a região central do Brasil, até o norte do Rio Grande do Sul.

A distribuição da estimativa das precipitações se encontra na figura 6.2, onde é exposto o campo de chuva estimado pelo radar meteorológico do SIMEPAR. A chuva é acumulada entre às 13 e 14 horas. Nesta imagem nota-se uma linha de instabilidade sobre o sul da RMC se estendendo até o norte de Santa Catarina, sendo que os núcleos mais intensos de precipitação se encontravam a noroeste e oeste de Curitiba. Outras áreas com chuvas fortes se localizavam na região do Vale do Ribeira e ao norte de Telêmaco Borba.

FIGURA 6.1 – IMAGEM DO SATELITE GOES-8 19/10/01 - 15h09

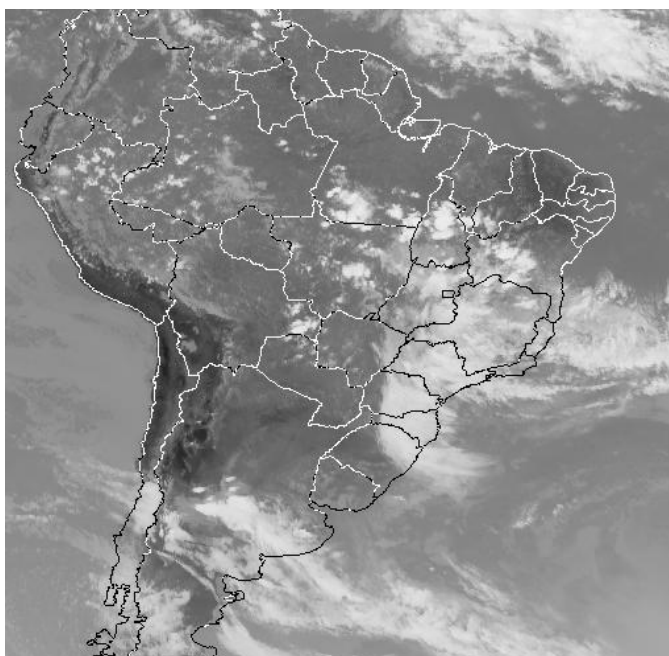
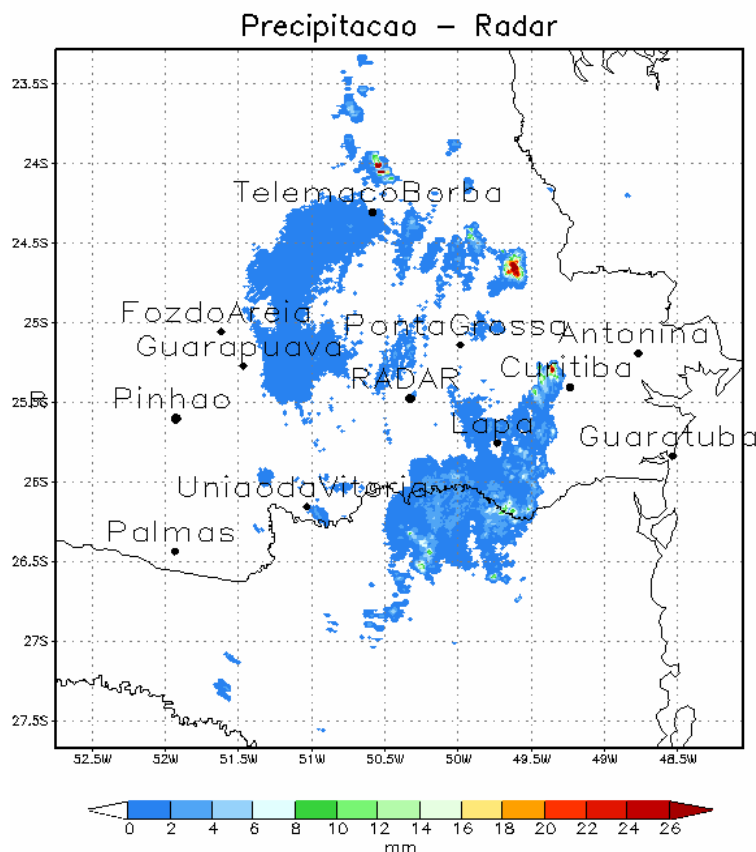


FIGURA 6.2 – CAMPO DE PRECIPITAÇÃO ESTIMADA COM O RADAR METEOROLÓGICO DO SIMEPAR ENTRE 13 E 14 HORAS DO DIA 19 DE OUTUBRO DE 2001. A ESCALA DE CORES INDICA A PRECIPITAÇÃO ACUMULADA EM UMA HORA (mm)



2 - Evento do dia 11/11/2001

Neste evento, as precipitações foram originadas pelo deslocamento de uma frente fria sobre o estado do Paraná. A presença da frente fria, sobre o leste do Paraná, pode ser observada pela banda de nebulosidade que se estendia desde a região central de São Paulo, passando pelo leste do Paraná e Santa Catarina até o Oceano Atlântico próximo à costa leste da Argentina (figura 6.3). As chuvas registradas ao longo do dia foram de forma generalizadas em todas as regiões do estado. Na figura 6.4 se encontra a chuva acumulada pelo radar meteorológico entre as 3 e 4 horas do dia 11/11/2001. Nota-se que as chuvas foram bem distribuídas espacialmente, atingindo grande parte do leste do estado, porém sem registrar núcleos com precipitações mais intensas.

FIGURA 6.3 – IMAGEM DO SATELITE GOES-8 11/11/01 - 01h09

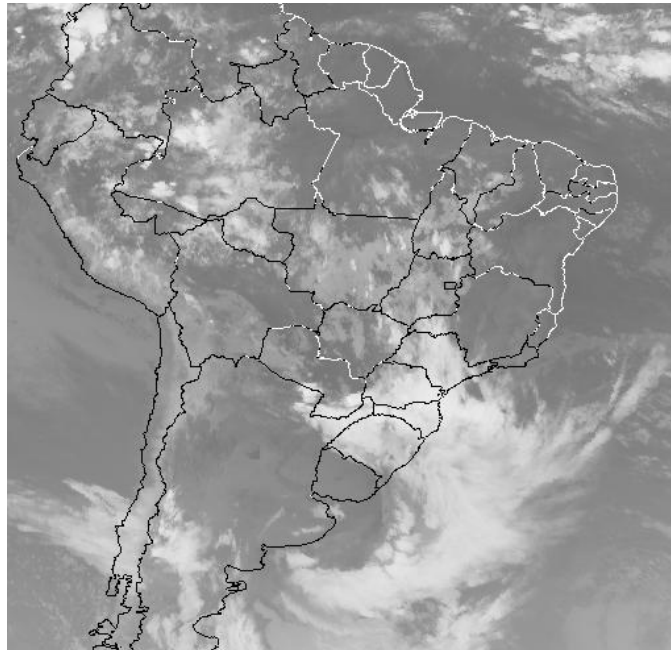
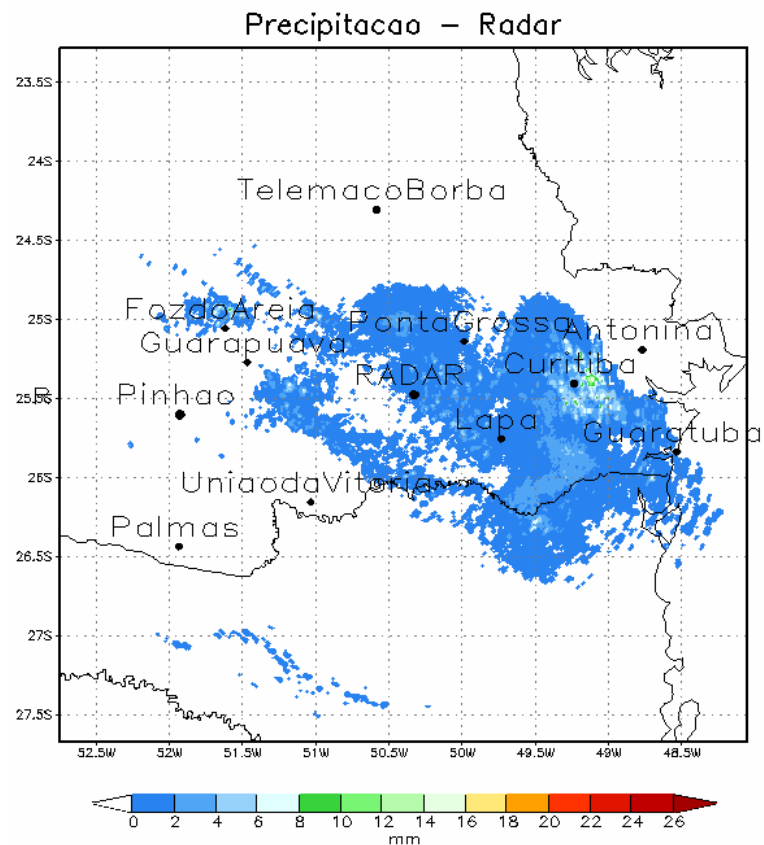


FIGURA 6.4 – CAMPO DE PRECIPITAÇÃO ESTIMADA COM O RADAR METEOROLÓGICO DO SIMEPAR ENTRE 01 E 02 HORAS DO DIA 11 DE NOVEMBRO DE 2001. A ESCALA DE CORES INDICA A PRECIPITAÇÃO ACUMULADA EM UMA HORA (mm)



3 - Evento do dia 13/02//2002

Nesta ocasião, as precipitações na RMC foram ocasionadas pelo deslocamento de uma linha de instabilidade pela região. Na imagem de satélite das 22h09 do dia 12 de fevereiro de 2002 (figura 6.5), pode-se observar uma grande concentração de nebulosidade sobre todo o estado do Paraná, sendo que sobre a faixa leste a imagem indica a presença de áreas mais instáveis. Chuvas ocasionadas por este sistema atingiram a RMC durante o final da tarde e início da noite do dia 12/02/2002. A figura 6.6 do radar meteorológico do SIMEPAR com o campo de chuva acumulada entre às 21 e 22 horas do dia 12 de fevereiro de 2002 mostra a distribuição das chuvas desde o norte de Santa Catarina até a região de Adrianópolis no norte da RMC. Nesta mesma figura observam-se ainda núcleos com precipitações mais intensas a oeste de Curitiba e a nordeste do município da Lapa.

FIGURA 6.5 – IMAGEM DO SATELITE GOES-8 12/02/02 AS 22h09

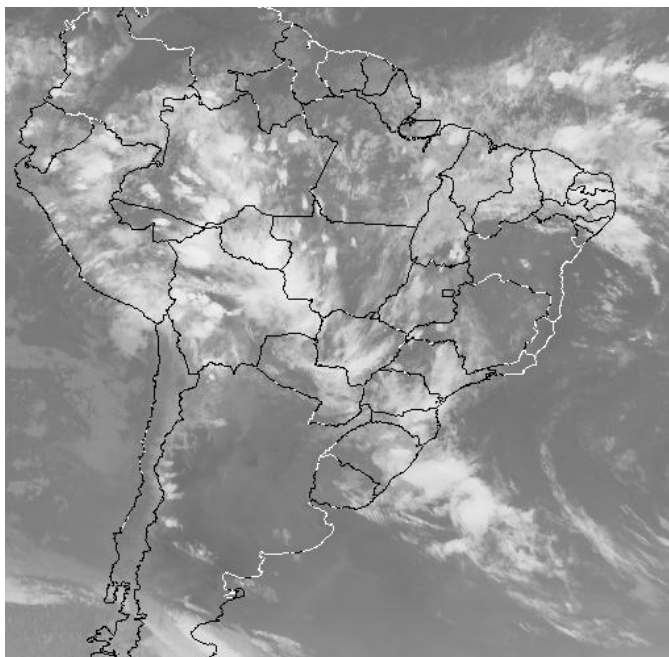
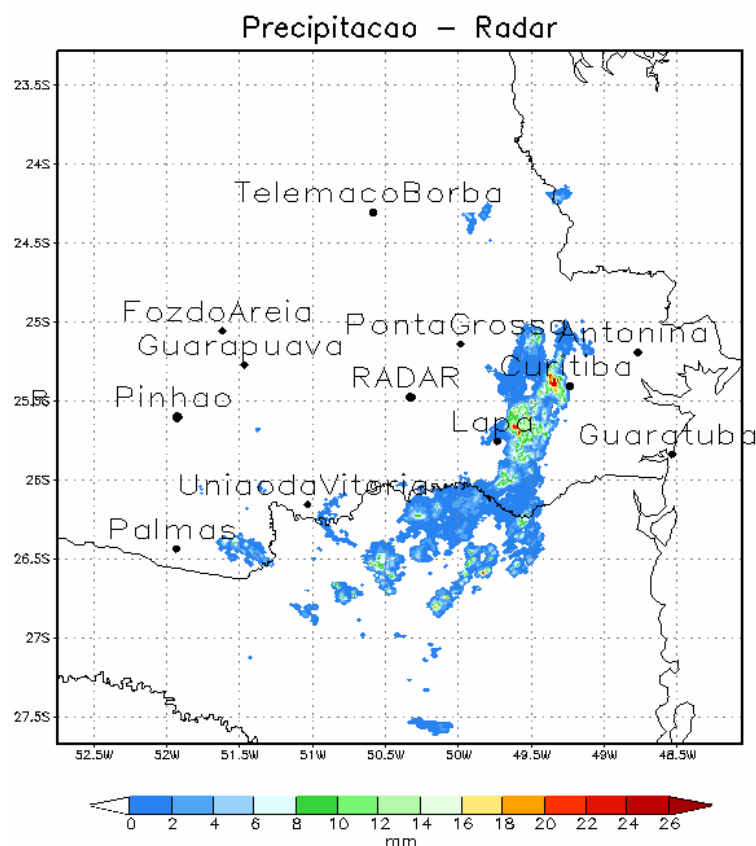


FIGURA 6.6 – CAMPO DE PRECIPITAÇÃO ESTIMADA COM O RADAR METEOROLÓGICO DO SIMEPAR ENTRE 21 E 22 HORAS DO DIA 12 DE FEVEREIRO DE 2002. A ESCALA DE CORES INDICA A PRECIPITAÇÃO ACUMULADA EM UMA HORA (mm)



4 - Evento do dia 10/03/2002

Temperaturas bastante elevadas associadas à disponibilidade de umidade na região ocasionaram o desenvolvimento de vários núcleos de nebulosidade sobre a RMC, que provocaram chuvas intensas de curta duração e de forma bastante localizada durante o final da tarde do dia 09 de março de 2002. Na figura 6.7 da imagem de satélite das 17h39, é possível observar a disposição de vários núcleos de nebulosidade sobre o Paraná, incluindo também RMC. Na imagem do campo de precipitação acumulada do radar (figura 6.8), é possível ver com mais clareza os núcleos isolados de precipitação sobre parte da região central e leste do Paraná.

FIGURA 6.7 – IMAGEM DO SATELITE GOES-8 09/03/02 AS 17h39

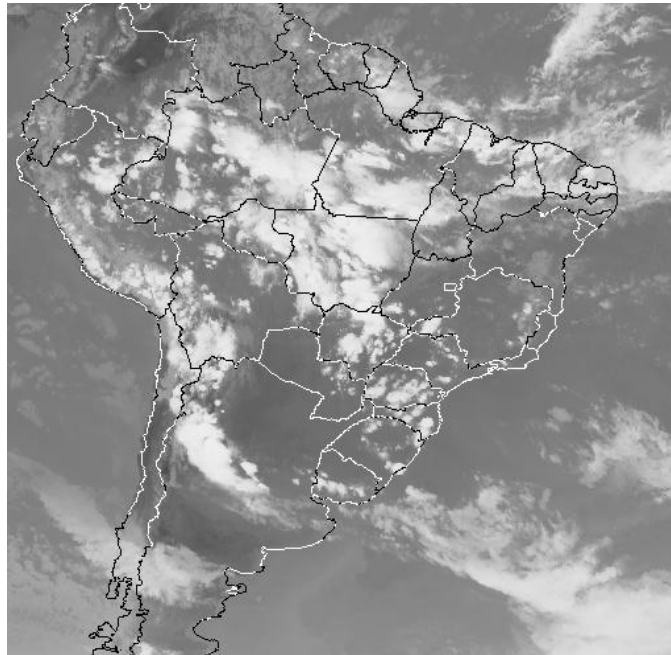
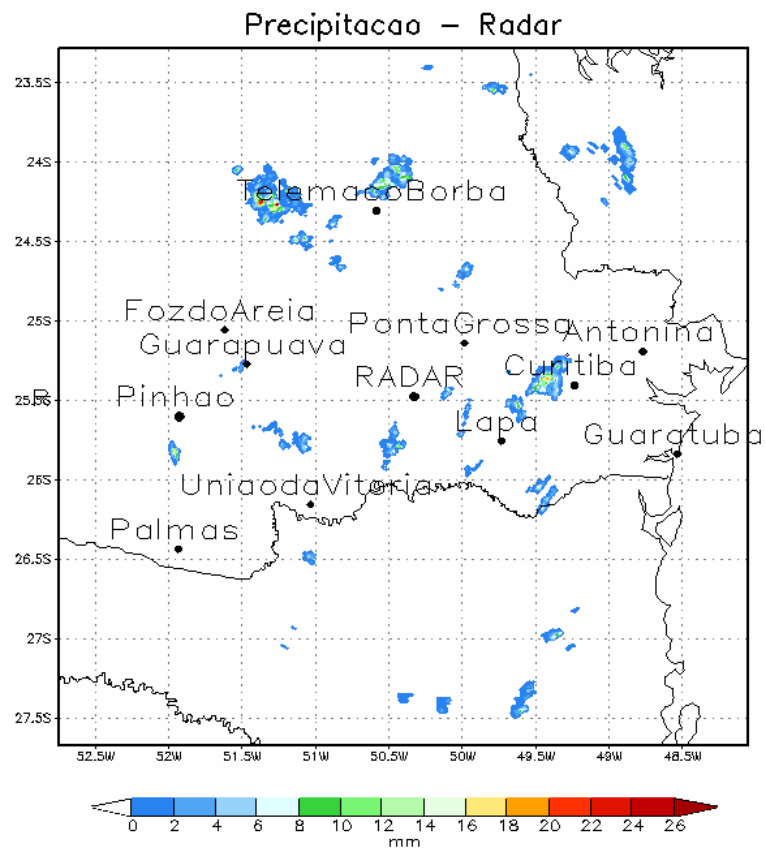


FIGURA 6.8 – CAMPO DE PRECIPITAÇÃO ESTIMADA COM O RADAR METEOROLÓGICO DO SIMEPAR ENTRE 18 E 19 HORAS DO DIA 09 DE MARÇO DE 2002. A ESCALA DE CORES INDICA A PRECIPITAÇÃO ACUMULADA EM UMA HORA (mm)



5 - Evento do dia 03/04/2002

Durante a tarde do dia 03 de março de 2002, várias áreas de instabilidade se desenvolveram sobre o leste do Paraná, provocando chuvas fortes, acompanhadas de descargas elétricas e até mesmo com precipitação de granizo em alguns locais. Na figura 6.9, vários núcleos de nebulosidade podem ser observados sobre o centro e leste do Paraná. As áreas com chuvas provocadas por essas instabilidades podem ser observadas no campo de precipitação acumulada entre às 15 e 16 horas do radar meteorológico (figura 6.5). Vários núcleos bastante intensos podem ser observados sobre a RMC, sul do Paraná e norte de Santa Catarina.

FIGURA 6.9 – IMAGEM DO SATELITE GOES-8 03/04/02 AS 15h09

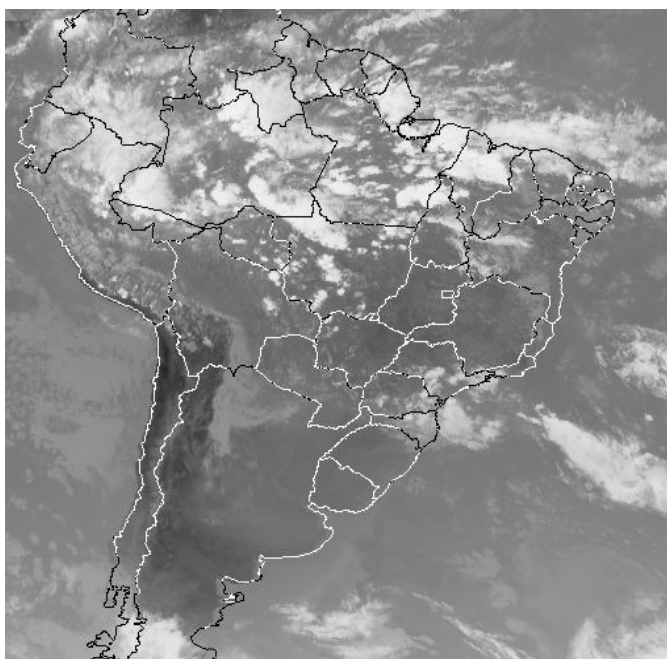
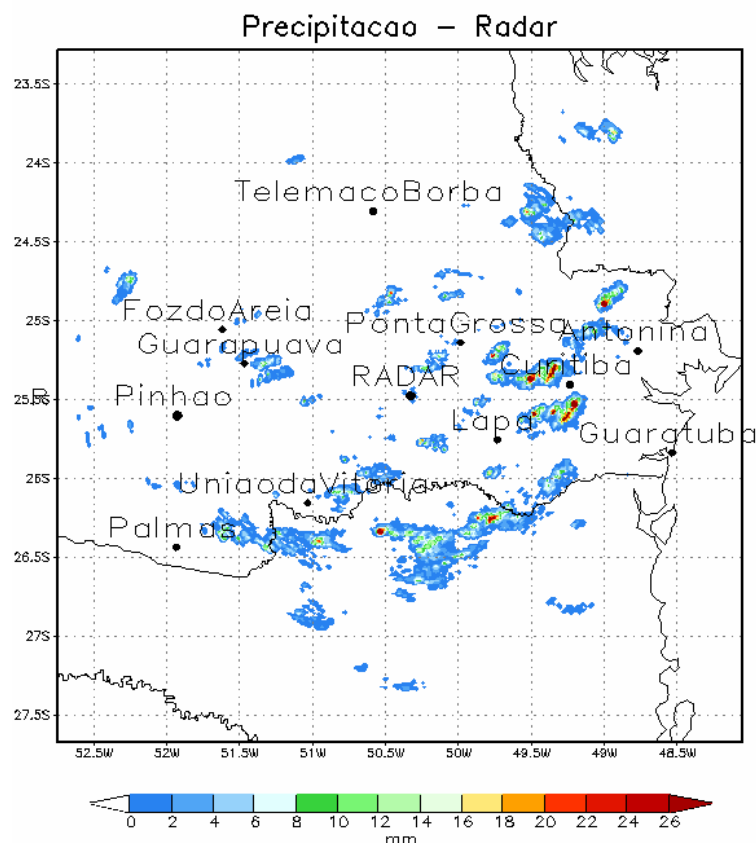
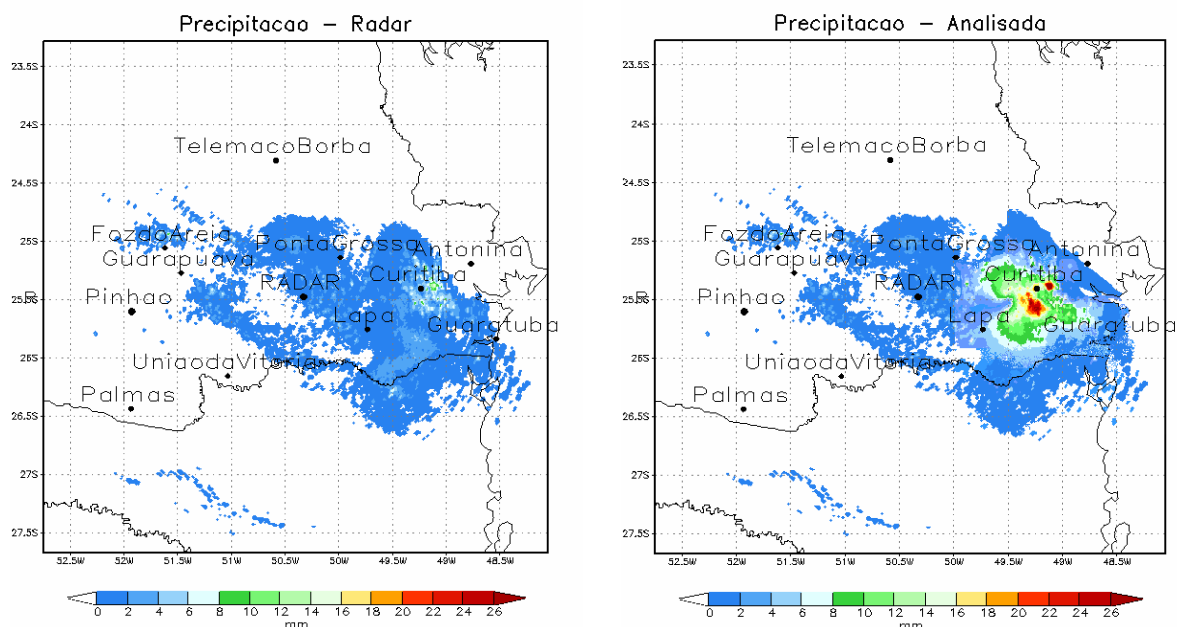


FIGURA 6.10 – CAMPO DE PRECIPITAÇÃO ESTIMADA COM O RADAR METEOROLÓGICO DO SIMEPAR ENTRE 15 E 16 HORAS DO DIA 03 DE ABRIL DE 2002. A ESCALA DE CORES INDICA A PRECIPITAÇÃO ACUMULADA EM UMA HORA (mm)



Após a seleção dos eventos foi realizada a integração dos dados de chuva estimados por radar meteorológico com os dados coletados por pluviômetros, através da técnica ANOBES. Na figura 6.11 tem-se um exemplo desta integração para o dia 11 de novembro de 2001, para a chuva acumulada entre 03 e 4 horas da manhã. Neste evento as chuvas foram provocadas pelo deslocamento de uma frente fria sobre a região. A figura 6.11 a) mostra a chuva estimada pelo radar e a figura 6.11 b) representa a chuva analisada, ou seja, o campo de chuva corrigido pela ANOBES.

FIGURA 6.11 – CAMPO DE PRECIPITAÇÃO ESTIMADA COM O RADAR METEOROLÓGICO DO SIMEPAR ENTRE 03 E 04 HORAS DO DIA 11 DE NOVEMBRO DE 2001. A ESCALA DE CORES INDICA A PRECIPITAÇÃO ACUMULADA EM UMA HORA (mm)



a) Campo de precipitação acumulada estimada pelo radar

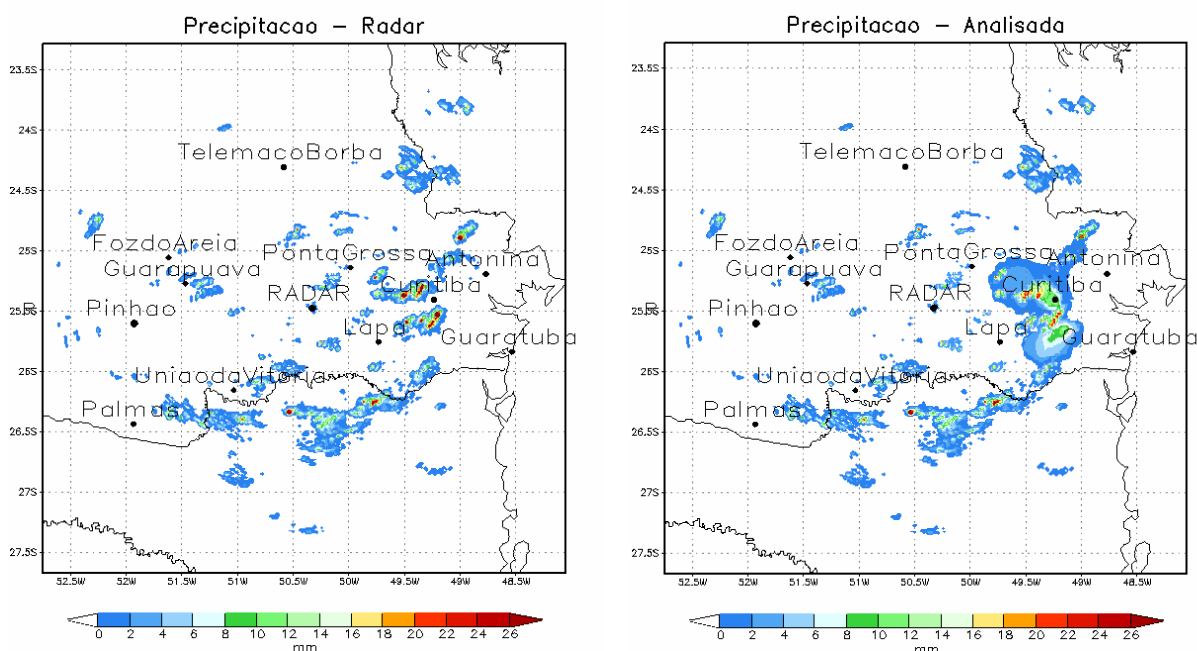
b) Precipitação analisada pelo método ANOBES

A correção pelo método ANOBES incrementou as precipitações na área da RMC se comparadas com as chuvas registradas pelo radar concordando com os dados de pluviômetros. Quando os núcleos de precipitações de maior intensidade (em tonalidade verde) ocorreram próximos das estações e estas registraram chuvas mais intensas, estas precipitações foram incrementadas na sua intensidade e área de abrangência. Nas áreas mais afastadas da RMC, nordeste de Santa Catarina e proximidades do radar, as precipitações estimas pelo radar não sofreram alterações na sua intensidade e nem em sua distribuição espacial, isto se deve pela não influência dos pluviômetros localizados na RMC e pela não utilização de pluviômetros localizados nessas regiões.

Já na figura 6.12 é encontrado um exemplo da integração de dados de radar e pluviômetros, para o caso em que as precipitações foram de origem convectiva, tendo distribuição espacial bastante irregular e de forte intensidade. A chuva estimada pelo radar está representada na figura 6.12 a), enquanto que a chuva analisada, ou seja, o campo de chuva corrigido pela ANOBES se encontra na figura 6.12 b).

No campo com a imagem estimada pelo radar, vários núcleos com precipitação intensa estão distribuídos sobre o nordeste de Santa Catarina e leste do Paraná, principalmente sobre a RMC. Após a aplicação da ANOBES, houve uma diminuição da intensidade desses núcleos mais intensos.

FIGURA 6.12 – CAMPO DE PRECIPITAÇÃO ESTIMADA COM O RADAR METEOROLÓGICO DO SIMEPAR ENTRE 15 E 16 HORAS DO DIA 03 DE ABRIL DE 2002. A ESCALA DE CORES INDICA A PRECIPITAÇÃO ACUMULADA EM UMA HORA (mm)



a) Campo de precipitação acumulada estimada pelo radar

b) Precipitação analisada pelo método ANOBES

6.2 SIMULAÇÃO DOS EVENTOS

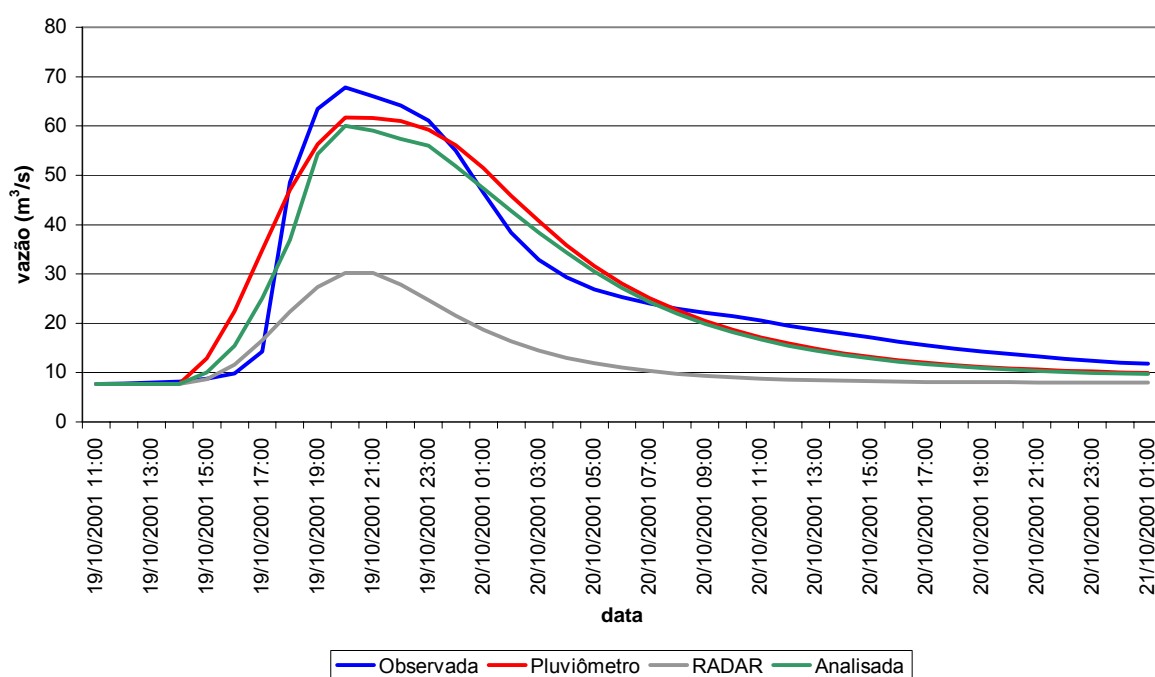
A etapa seguinte foi a realização das simulações de vazão na bacia do rio Barigüi e a análise dos seus resultados.

Para a realização das simulações foi utilizado o modelo de transformação chuva-vazão, o IPH II para três condições distintas: 1) chuva registrada nos pluviômetros; 2) chuva estimada pelo radar meteorológico e calculada na área da bacia; 3) chuva analisada (radar mais pluviômetro) na região da bacia.

Na figura 6.13 são encontradas as vazões observadas e as simuladas para o caso do dia 19 de novembro de 2001, onde as chuvas neste evento foram provocadas por áreas e linhas de instabilidade, sendo que as precipitações foram

bem distribuídas espacialmente, fato este que resultou em vazões semelhantes, tanto para dados de chuva através de pluviômetros como para dados de chuva analisada. Já a vazão simulada com dados de chuva estimada pelo radar meteorológico ficou bastante subestimada, isto se deve ao fato que a chuva acumulada pelo radar na região foi inferior a registrada pelos pluviômetros.

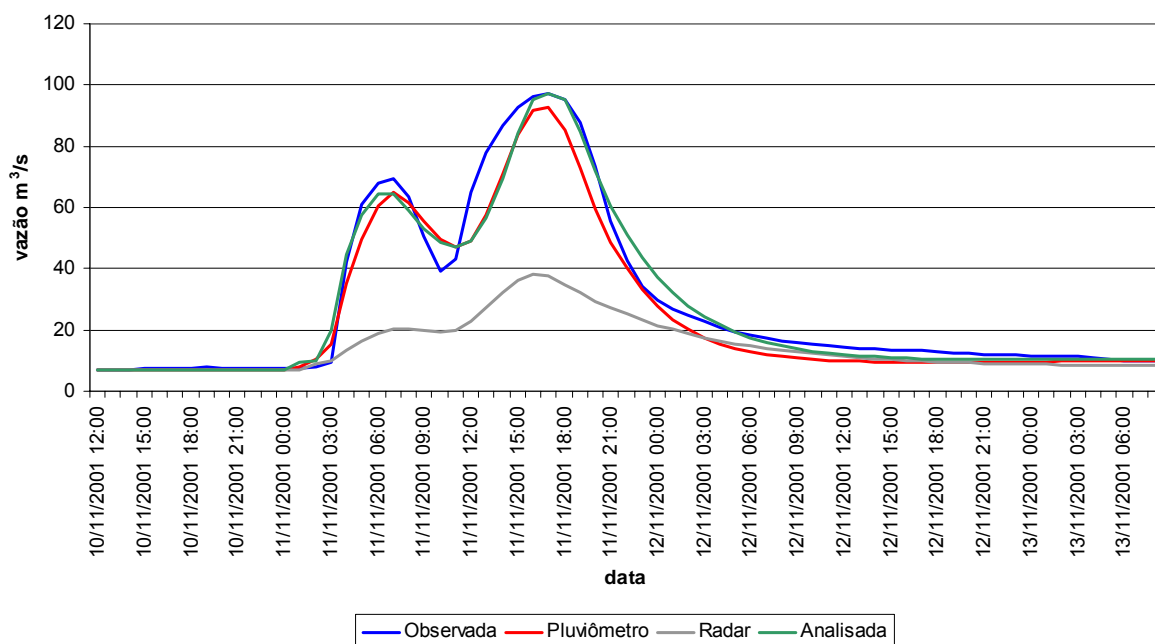
FIGURA 6.13 – HIDROGRAMAS DE CHEIA DO RIO BARIGÜI OBSERVADO (AZUL) E SIMULADOS, COM A REDE DE PLUVIÔMETROS (VERMELHO), COM O RADAR (CINZA) E COM A ANÁLISE INTEGRADA DE PLUVIÔMETROS E RADAR (VERDE), PARA O EVENTO DE 19 DE OUTUBRO DE 2001



As vazões, simuladas e observada para o evento do dia 11 de novembro de 2001 estão representadas na figura 6.14. Novamente a vazão ficou muito subestimada para dados de chuva de radar. Quando se utilizou os dados de chuva analisada, a simulação melhorou significativamente, se aproximando muito da vazão observada e da simulada a partir de dados de pluviômetros.

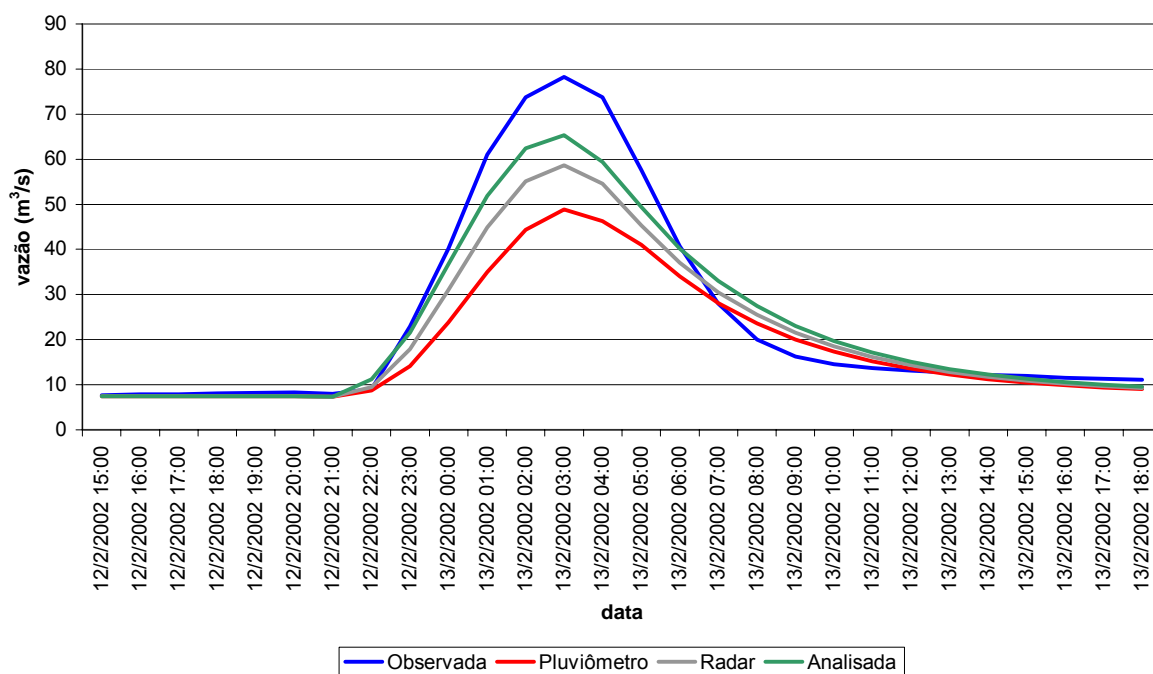
Neste evento a região ficou sob a influência de uma frente fria que provocou chuvas distribuídas espacialmente, mas de intensidade fraca a moderada, por este motivo as estimativas de precipitação feitas pelo radar meteorológico ficaram muito abaixo das que realmente aconteceram na região, fato este evidenciado na simulação.

FIGURA 6.14 – HIDROGRAMAS DE CHEIA DO RIO BARIGÜI OBSERVADO (AZUL) E SIMULADOS, COM A REDE DE PLUVIÔMETROS (VERMELHO), COM O RADAR (CINZA) E COM A ANÁLISE INTEGRADA DE PLUVIÔMETROS E RADAR (VERDE), PARA O EVENTO DE 11 DE NOVEMBRO DE 2001



Na figura 6.15, todas as simulações de vazões ficaram abaixo da observada, sendo que a simulada com pluviômetro foi a que menos representou o evento. Neste caso as precipitações foram provocadas por uma linha de instabilidade que se deslocou pela região sendo que as precipitações não tiveram uma boa distribuição espacial e quando se utiliza dados chuva apenas de pluviômetros e que não tenha uma rede bastante densa, estes problemas são comuns de acontecerem.

FIGURA 6.15 – HIDROGRAMAS DE CHEIA DO RIO BARIGÜI OBSERVADO (AZUL) E SIMULADOS, COM A REDE DE PLUVIÔMETROS (VERMELHO), COM O RADAR (CINZA) E COM A ANÁLISE INTEGRADA DE PLUVIÔMETROS E RADAR (VERDE), PARA O EVENTO DE 13 DE FEVEREIRO DE 2002



Nas figuras 6.16 e 6.17, estão representadas as vazões observadas e simuladas para os eventos dos dias 10 de março de 2002 e 03 de abril de 2002 respectivamente. Nos dois casos as precipitações foram provocadas por áreas de instabilidade que atingiram a região da bacia do rio Barigüi, provocando chuvas de forte intensidade em curto espaço de tempo e de forma localizada. Devido à má distribuição espacial da chuva, as vazões simuladas com os pluviômetros ficaram bastante subestimadas, pois estes pluviômetros não foram capazes de representar as precipitações que ocorreram na bacia. Por outro lado as simulações com dados de radar superestimaram as vazões. Isso pode ser explicado pelo fato de que os núcleos serem bastante intensos e da existência de precipitações de granizo nestes eventos.

FIGURA 6.16 – HIDROGRAMAS DE CHEIA DO RIO BARIGÜI OBSERVADO (AZUL) E SIMULADOS, COM A REDE DE PLUVIÔMETROS (VERMELHO), COM O RADAR (CINZA) E COM A ANÁLISE INTEGRADA DE PLUVIÔMETROS E RADAR (VERDE), PARA O EVENTO DE 10 DE MARÇO DE 2002

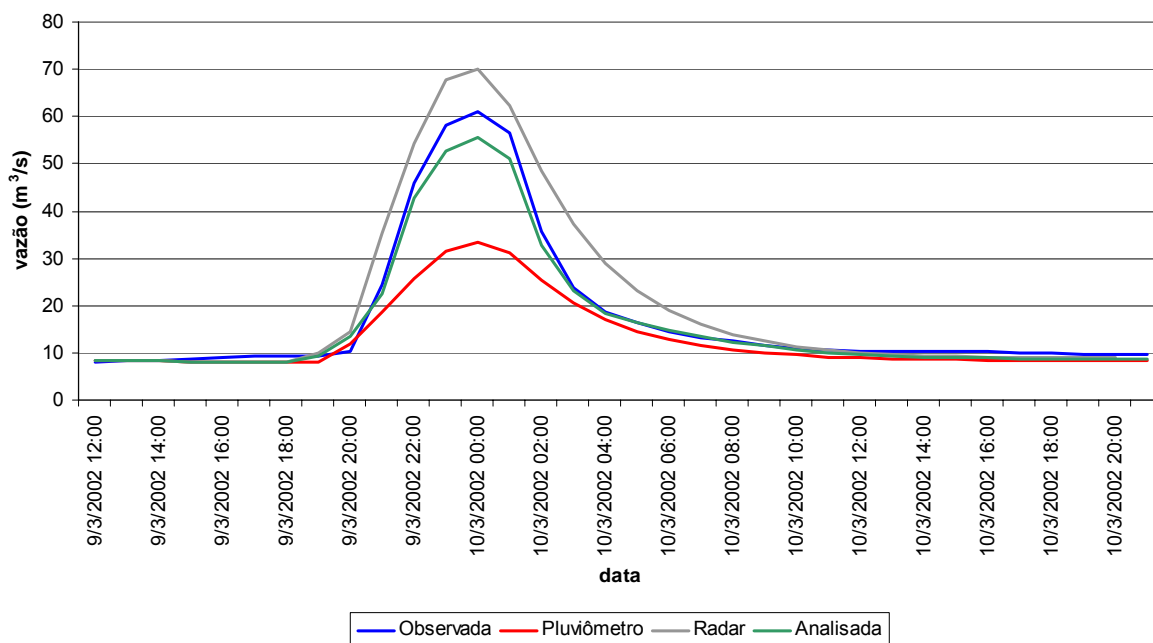
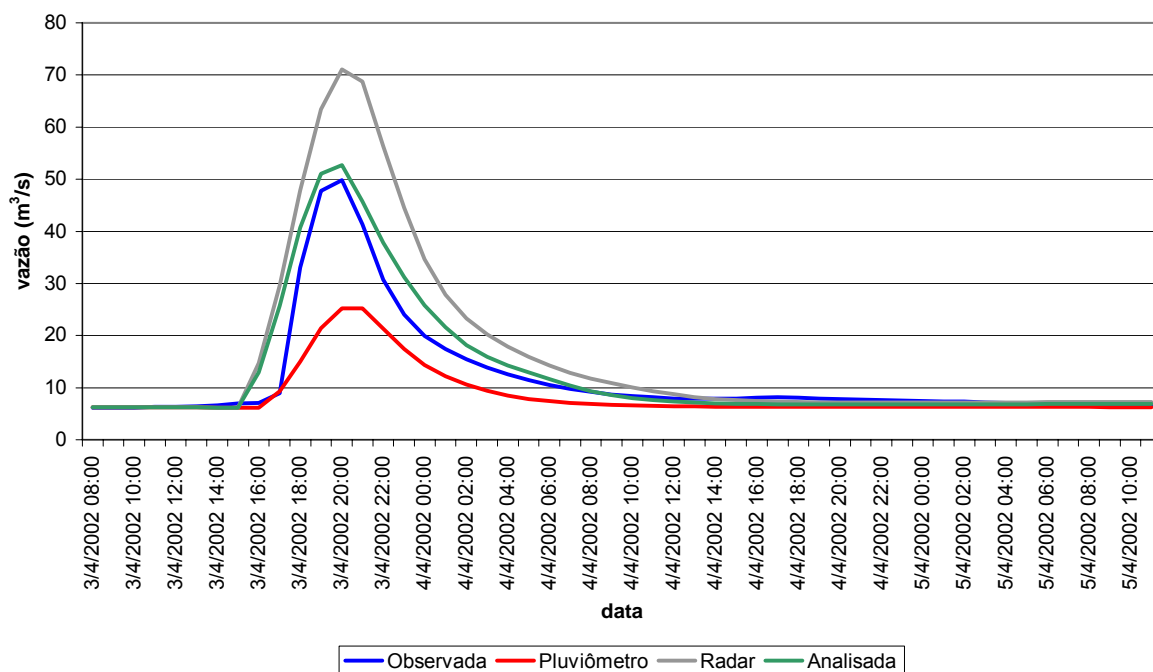


FIGURA 6.17 – HIDROGRAMAS DE CHEIA DO RIO BARIGÜI OBSERVADO (AZUL) E SIMULADOS, COM A REDE DE PLUVIÔMETROS (VERMELHO), COM O RADAR (CINZA) E COM A ANÁLISE INTEGRADA DE PLUVIÔMETROS E RADAR (VERDE), PARA O EVENTO DE 03 DE ABRIL DE 2002



Na tabela 6.1, estão apresentados os valores para o coeficiente de determinação do modelo η e a relação entre o volume observado e o calculado V_o/V_c para os eventos analisados.

TABELA 6.1 – COEFICIENTE DE EFICIÊNCIA DE NASH-SUTCLIFE E A RELAÇÃO ENTRE OS VOLUMES PARA OS EVENTOS ANALISADOS

EVENTO	TIPO	VALORES DE η E RELAÇÃO ENTRE OS VOLUMES					
		CHUVA					
		PLUVIÔMETRO		RADAR		ANALISADA	
		η	V_o/V_c	η	V_o/V_c	η	V_o/V_c
19/10/01	Áreas + linha de instabilidade	0,93	0,99	0,21	1,91	0,93	1,08
10/01/01	Frente fria	0,95	1,13	0,24	1,93	0,96	1,02
12/02/02	Linha de instabilidade	0,75	1,28	0,83	1,17	0,94	1,05
09/03/02	Áreas de instabilidade	0,67	1,28	0,76	0,81	0,96	0,99
03/04/02	Áreas de instabilidade	0,48	1,56	0,32	0,74	0,89	0,91

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Este trabalho teve como objetivo principal a utilização de dados de chuva estimados a partir de radar meteorológico e integrados com dados de pluviômetros como informações de entrada em modelos de transformação chuva vazão. Para realizar a integração dos dados de chuva estimados por radar meteorológico e dados de chuvas a partir de uma rede de pluviômetros foi aplicada a técnica de análise objetiva estatística (PEREIRA FILHO *et al.*, 1998). As simulações foram realizadas utilizando o modelo IPH II e a área escolhida para a realização do estudo foi a bacia do rio Barigüi.

Para se trabalhar com o modelo IPH II na bacia do rio Barigüi, primeiramente foi necessário a calibração do mesmo, onde para isso foram utilizados cinco eventos, sendo encontrados um conjunto de parâmetros para cada evento. Nesta fase dois eventos foram desconsiderados devido a problemas de erro na série de dados, fato este que mostra que o modelo apresentou boa sensibilidade a inconsistência dos dados observados.

Numa segunda etapa buscou-se um único conjunto de parâmetros que fosse capaz de melhor representar todos os eventos. Esse conjunto de parâmetros foi aceito como “verdadeiro” para os propósitos do estudo, uma vez que o objetivo era testar diversas fontes de dados de entrada (precipitação) para obter a resposta da bacia, e não analisar incertezas nos parâmetros do modelo.

Dos estudos realizados conclui-se:

- i) O radar meteorológico é um sistema de sensoriamento remoto que fornece a estimativa da taxa de precipitação, com alta resolução espacial e temporal e, cada vez mais, cresce o uso dessa informação, para modelos hidrológicos e de gerenciamento das bacias hidrográficas, entretanto precisa ser integrado com outras medidas de chuva para se ter uma melhor quantificação da precipitação em superfície;
- ii) Para todos os eventos estudados os dados de radar não apresentaram um desempenho satisfatório, ora subestimando, ora superestimando os valores de precipitações e conseqüentemente as vazões. Fato este que pode estar associado a

utilização de uma única equação ZR “padrão” para a conversão da taxa de refletividade do radar em intensidade de precipitação, pois os parâmetros dessa relação podem variar de acordo com o tipo de chuva (leves ou moderadas, células convectivas, etc). Podem ocorrer, ainda, variações na relação ZR dentro da própria tempestade, especialmente em células convectivas e também de uma tempestade para outra;

iii) Os dados de pluviômetros tiveram um bom desempenho em eventos onde as chuvas foram provocadas por sistemas frontais, ou seja, quando as chuvas tiveram uma boa distribuição espacial. O contrário foi observado em situações em que as chuvas foram provocadas por áreas de instabilidades, que são chuvas que têm como uma das suas principais características a forte intensidade, concentradas em curto espaço de tempo e distribuição espacial muito irregular;

iv) Os melhores desempenhos foram conseguidos com a utilização dos dados de chuva analisada, fato este que pode ser comprovado pelos hidrogramas e pela tabela 6.1, onde de maneira geral representaram bem todos os eventos. Porém recomenda-se a realização de novas simulações com maior número de eventos e a realização de uma avaliação mais completa;

v) Todo e qualquer tipo de instrumento que mede ou estima variáveis meteorológicas apresentam algum tipo de erro, sejam erros de representatividade, erros de calibração, erros de natureza do equipamento, entre outros. Mas o que se tem que buscar é uma diminuição destes erros, o que pode ser alcançado através da integração destes diversos tipos de sensores, aplicando para isso técnicas robustas e confiáveis, que sejam capazes de corresponder às expectativas no tratamento dessas informações.

O fato de que os países com mais tradição no uso de radares meteorológicos vem investindo grandes quantidades de recursos financeiros e de pessoal na modernização e expansão das redes de radar já implantadas, leva a conclusão de que, efetivamente os dados de radar meteorológico serão utilizados cada vez mais no monitoramento do estado do tempo e quantificação da precipitação sobre extensas áreas para utilização em esquemas de proteção à vida e à propriedade.

Apesar do caráter eminentemente acadêmico, o presente trabalho poderá contribuir para melhorar o desempenho de modelos hidrológicos e auxiliar os

sistemas de alerta a inundações, podendo ainda aplicar a correção da chuva para outras áreas da cobertura do radar, e assim, utilizar essa informação quantitativa em modelos hidrológicos e também para diversas outras áreas, onde se apresentam grandes carências por informações de precipitação, com boa distribuição espacial e temporal.

Como recomendações para trabalhos futuros, sugere-se:

- i) Utilização de relações ZR diferentes para tipos diferentes de precipitação, ou até mesmo o aperfeiçoamento de uma relação ZR para a região;
- ii) Realizar a calibração do modelo IPH II utilizando dados de chuva analisada, ou seja, dados de radar calibrados com dados de pluviômetros;
- iii) Utilizar um modelo distribuído;
- iv) Estudar o deslocamento dos sistemas que originaram as precipitações sobre a bacia e seus reflexos nos hidrogramas;
- v) Realizar previsões de vazões utilizando dados de radar meteorológico.

REFERÊNCIAS

- BATTAN, L. J. **Radar Observations of the Atmosphere**. The University of Chicago. Press, Chicago. Illinois, 1973. 324 p.
- BEDIENT, P. B. *et al.* NEXRAD radar for flood prediction in Houston. **Journal Hydrologic Engineering**, vol. 5, n. 3, p. 269-277, 2000.
- BENETI, C. A. A.; NOZU, I.; SARAIVA, E. A. Monitoramento da precipitação e de eventos de tempo severo com radar meteorológico no estado do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10., 1998, Brasília. CD-ROM.
- BENETI, C. A. A.; CALVETTI, L.; PEREIRA FILHO, A. J. Estimativa da Precipitação por Radar e Pluviômetros na Região Metropolitana de Curitiba - Resultados Preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2002, Foz do Iguaçu. CD-ROM.
- BERENGUER, M. *et al.* Hydrological evaluation of a nowcasting technique applied to flood forecasting. IN: CONFERENCE ON RADAR METEOROLOGY, 31., 2003, Seattle, Washington. AMS, 2003. vol.2, p. 708-709.
- BEVEN, K. J.; CALVER, A.; MORRIS, E. M. The Institute of Hydrology Distributed Model – HDM. Institute of Hydrology, Wallingford University. United Kingdom, Technical Report 98, 1987.
- BRANDES, E. A. Optimizing rainfall estimates with the aid of radar. **Journal of Applied Meteorology**, vol. 14, p. 1339-1345, 1975.
- CALHEIROS, R. V.; ANTONIO, M. A. Aplicações do radar de Bauru para fins hidrológicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA SANITÁRIA E AMBIENTAL, 10., Manaus. **Anais...** Manaus: 13 p. 1979.
- CALHEIROS, R. V. **Resolução espacial de estimativas de precipitação com radar hidrometeorológico**. São Carlos: 1982. 229 f. Tese (Doutorado em Hidráulica e Saneamento) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.
- CALVETTI, L.; BENETI, C.; PEREIRA FILHO, A. J. Integração do radar meteorológico doppler do Simepar e uma rede pluviométrica para a estimativa da precipitação. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 11. 2003, Belo Horizonte. CD-ROM.
- CHUMCHEAN, S.; SHARMA, A.; SEED, A. Correcting of real- time radar rainfall bias using a Kalman filtering approach. IN: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON HYDROLOGICAL APPLICATIONS OF WEATHER RADAR, 6., Melbourne, Australia, 2004.
- CIACH, G. J. *et al.* Radar Rainfall Estimation for Ground Validation Studies of the tropical Rainfall Measuring Mission. **Journal of Applied Meteorology**, vol. 36, n. 6, p. 735-747, 1997.

COLLIER, C.G. Accuracy of rainfall estimates by radar. Part II: Comparison with rain gauge network. **Journal Hydrology**, v. 83, p. 237-249, 1986.

COLLINGE, V. R.; KIRBY, C. **Weather radar and flood forecasting**. John Wiley & Sons, New York, 296 p, 1987.

CRAWFORD, K. C. Considerations for the design of a hydrologic data network using multivariate sensors. **Water Resour. Res.**, 15, p. 1752-1762, 1979.

CRAWFORD, N. H.; LINSLEY, R. S. **Digital Simulation in Hydrology: The Stanford Watershed Model**. Departament of Civil Engineering, Stanford University. 1966. Technical Report 39.

CREUTIN, J. D.; OBLED, C. Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: An objective comparison. **Water Resour. Res.**, 18, p. 413-431, 1982.

CREUTIN, J. D.; DELRIEU, G.; LEBEL, T. Rain measurement by raingage-radar combination: A geostatistical approach. **Journal Atmosphere Oceanic. Technol.**, vol. 5, p. 102-115, 1988.

DALEY, R. **Atmospheric Data Analysis**. Cambridge University Press, 1991.

DOVIAK, R. J.; ZRNIC, D. S. **Doppler radar and weather observations**. San Diego, California: Academic Press, 2ª edição, 562 p, 1993.

FILL *et al.* Projeto Pen-04 - **Modelagem Hidrológica e Ambiental de Bacias Hidrográficas**. Curitiba:Centro de Hidráulica e Hidrologia Prof. Parigot de Souza, 2002. Relatório Final.

FULTON, R. A. *et al.* The WSR-88D Rainfall Algorithm. **Weather and Forecasting**. vol, 13, nº2, p. 377-395, 1998.

GABELLA, M. *et al.* Comparing data from radar, rain gauges and a NWP model. 2002. Disponível em: < <http://www.copernicus.org/erad/online/erad-405.pdf> >. Acesso em: 12 dez. 2003.

GERMANO, A.; TUCCI, C. E. M.; SILVEIRA, A. L. L. Estimativa dos Parâmetros do Modelo IPH II para Algumas Bacias Urbanas Brasileiras, **Revista Brasileira de Recursos Hídricos** - RBRH, Porto Alegre, v. 3 n. 4, p. 103-120, 1998.

GONÇALVES, J. E. *et al.* Estudo da viabilidade da utilização de estimativas de chuva efetuadas por radar na modelagem hidrológica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza, CD-ROM.

GONÇALVES, F. M. **Utilização de Radar Meteorológico em Hidrologia**. São Paulo: 2005. 116 f. Tese (Mestrado em engenharia) - Escola Politécnica da Universidade de São Paulo.

HAAS, J., **Validação do Uso da Previsão Meteorológica de chuva na Previsão de Afluências**. Curitiba: 2002. 80 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Hidráulica) – Setor de Tecnologia, UFPR.

HIPÓLITO, J.R. *et al.* Real-time flood warning system for the Alenquer River Basin. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL SOBRE APLICAÇÕES HIDROLÓGICAS DE RADARES METEOROLÓGICAS, 3, 1995, São Paulo: **Anais ...** São Paulo: ABRH, 1995vol. 1, p. 1-8.

HITCH, T. J.; HEMS, B. D. A comparison of radar and gauge measurements of rainfall over Wales in October 1987. **Meteorological Magazine**, vol. 117, p. 276-279, 1988.

HOBLIT, B.C.; LIO. L.; CURTIS, D. C. Extreme rainfall estimation using radar for tropical storm Allison. 2002. Disponível em:
<http://www.onerain.com/includes/pdf/whitepaper/Hoblit_EWRI_2002.pdf>.
Acesso em: 10 dez 2003.

HUNTER, S.M. WSR-88D radar rainfall estimation: capabilities, limitations and potential improvements. **National Weather Digest**. vol. 20, p. 26-38, 1996.

LILLESAND, T. M.; KIEFFER, R. W.. **Remote sensing and image interpretation**. John Wiley & Sons. 3ª Ed. New York, EUA. 750p, 1994.

LISBOA, H. M. **Avaliação da estimativa da precipitação por radar meteorológico na previsão de vazões em tempo-real para uma bacia urbana**. São Paulo: 1986. 209 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Atmosféricas) – Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo.

LOPES, J. E. G.; BRAGA, B. F. P.; CONEJO J. G. L. SMAP - A Simplified Hydrological Model. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON RAINFALL-RUNOFF MODELING. 1981. Mississippi State University, Mississippi – USA.

LOU, A. P. F. **Modelagem Geoestatística Aplicada a Integração entre Dados de Postos Pluviométricos e Radar Meteorológico**. Rio de Janeiro: 2004. 132 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil), Programa de Engenharia Civil, COPPE/UFRJ.

MAIDMENT, D.R. GIS and hydrologic modeling. In: GOODCHILD, M.F.; PARKS, B.O.; STEYAERT, L.T.; ed. **Environmental modeling with GIS**. New York, Oxford University Press, 1993. Cap. 14, p. 147-167.

MARSHALL, J. S; PALMER, W. MCK. The distribution of raindrops with size. **Journal of Meteorology**. 5, p. 165-166, 1948.

MINE, M. R. M. **Método determinístico para minimizar o conflito entre gerar energia e controlar cheias**. Porto Alegre: 1998. 146 f. Tese (Doutorado em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – UFRGS.

MONTEIRO, C. A. F. **Clima. Grande Região Sul**. IBGE, Conselho Nacional de Geografia. V.4, capítulo III, 1963.

MOSZKOWICZ, S. Bayesian approach for merging radar and gauge rainfall data and its application for model rainfall verification, 2001. Disponível em:

<http://www.smhi.se/cost717/doc/WDD_02_200110_1.pdf>.

Acesso em: 10 nov 2003.

MOTA, J. L. O. Modelos Matematicos y su Aplicacion al Manejo de Cuencas Hidrográficas. In: CONGRESO NACIONAL DE IRRIGACION, Culiacán, Sinaloa, México, 1999. Disponível em:

<http://www.imacmexico.org/ev_es.php?ID=9937_201&ID2=DO_TOPIC>

Acesso em 20 dez 2004.

MOREIRA, M.A. Fundamentos do Sensoriamento Remoto e Metodologias de Aplicação. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2001.

NAKAYAMA, P. T. **Sistema de suporte á decisão: previsão de chuva e alerta a inundações com radar meteorológico**. São Paulo: 1998. 170 f. Tese (Doutorado em engenharia)- Escola Politécnica da Universidade de São Paulo.

NEARY, V. S; HABIB, E.; FLEMING, M. Hydrologic modeling with NEXRAD precipitation in middle Tennessee. **Journal of Hydrologic Engineering**. vol. 9, nº 5, p. 339-349, 2004.

NOVO, E. M. L. M. **Sensoriamento Remoto. Princípios e aplicações**. Ed. Edgard Blücher Ltda. 2ª Ed. São Paulo, Brasil. 308 p. 1992

OLIVEIRA, M. Q. C., **Capítulo 1 - Introdução**. In: **Impacto de Mudanças no Uso do Solo nas Características Hidrossedimentológicas da Bacia hidrográfica do Rio Joannes e sua Repercussão na Zona Costeira**. Salvador: 1999. Dissertação (Mestrado). Faculdade de Geologia, Universidade Federal da Bahia. Disponível em: <http://www.geocities.com/hidrologia2000/MQC_5.htm>

Acesso em: 15 dez 2004.

PEREIRA FILHO, A. J.; **Uso do radar meteorológico para previsão de chuva a curto-prazo aplicado à previsão hidrológica em bacias urbanas**. São Paulo: 1989. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade de São Paulo.

PEREIRA FILHO, A. J.; CRAWFORD, K. C. Integrating WSR-88D estimates and Oklahoma Mesonet measurements of rainfall accumulations: a statistical approach. In: Conference on radar meteorology, 27, 1995, Vail, Colorado. **American Meteorological Society**, p. 240-242, 1995.

PEREIRA FILHO, A. J.; CRAWFORD, K. C.; HARTZELL, C. Improving WSR-88D hourly rainfall estimates. **Weather and Forecasting**, v. 13, n 4, p. 1016-1028, 1998.

PEREIRA FILHO, A. J.; CRAWFORD, K. C. Mesoscale Precipitation Fields. Part I: Statistical Analysis and Hydrologic Response. **Journal of Applied Meteorology**, v. 38, n. 1, p. 82-101, 1999.

RENNÓ, C. D.; SOARES, J. V. **Modelos hidrológicos para gestão Ambiental**. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2000. Relatório técnico.

RINEHART, R. E. **Radar for meteorologists**. 2^a ed., North Dakota, Knight Printing Company, 334 p, 1994.

SANTOS, C. C.; PEREIRA FILHO, A. J. Modelagem hidrológica utilizando redes neurais artificiais em bacias urbanas. In: SEMINÁRIO BRASILEIRO DE HIDROMETEOROLOGIA, 2, 2000, Rio de Janeiro, CD-ROM.

SAUVAGEOT, H. **Radar Meteorology**. Artech House, 366 p, 1992.

STELLMAN, K. *et al.* Utilizing radar data to improve streamflow forecasts. INTERNATIONAL CONFERENCE ON RADAR METEOROLOGY, 29, Montreal, Quebec, Canada, 1999.

TILFORD, K. A. *et al.* On the use of rainfall from radar for the management of urban storm sewer system. INTERNATIONAL CONFERENCE ON RADAR METEOROLOGY, 29, Montreal, Quebec, Canadá, 1999.

TUCCI, C. E. M., SÁNCHEZ, J., LOPES, M.O. S. Modelo IPH II de Simulação Precipitação-Vazão na Bacia: alguns resultados. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE HIDROLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS, Fortaleza. São Paulo: ABRH v. 4, p. 83-103, 1981.

TUCCI, C. E. M. Simulação no gerenciamento de recursos hídricos. In: BARTH, F.T. *et al.* **Modelos para gerenciamento de recursos hídricos**. São Paulo: Nobel: ABRH, 1987. Cap3.

TUCCI, C. E. M.; CAMPANA, N. A., 1993: Simulação Distribuída com IPH II: nova versão. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 10, Gramado-RS. Rio de Janeiro: ABRH, v. 3, p. 495-504, 1993.

TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos**. Associação Brasileira de Recursos Hídricos, Editora Universitária UFRGS, Porto Alegre, 1998.

VERTESSY, R.A. *et al.* Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model. **Journal Hydrology**, vol. 150, p. 665-700, 1993.

WILLIAMS, J. R.; NICKS, A. D.; ARNOLD, J. G. Simulator for Water Resources in Rural Basins. **Journal Hydrology Engineer**, vol. 111, p. 970-986, 1985.

WILSON, J. W. Integration of radar and raingage data for improved rainfall measurement. **Journal of Applied Meteorology**. vol. 9, p. 489-498, 1970.